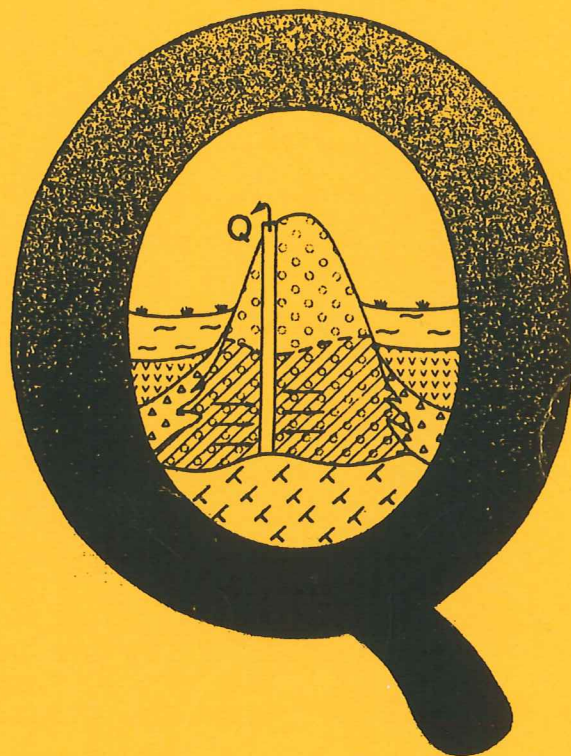


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Kvartärgeologi



**Process- och miljötolkning av sedimentationen i en
subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge**

Tomas Nilson

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955241

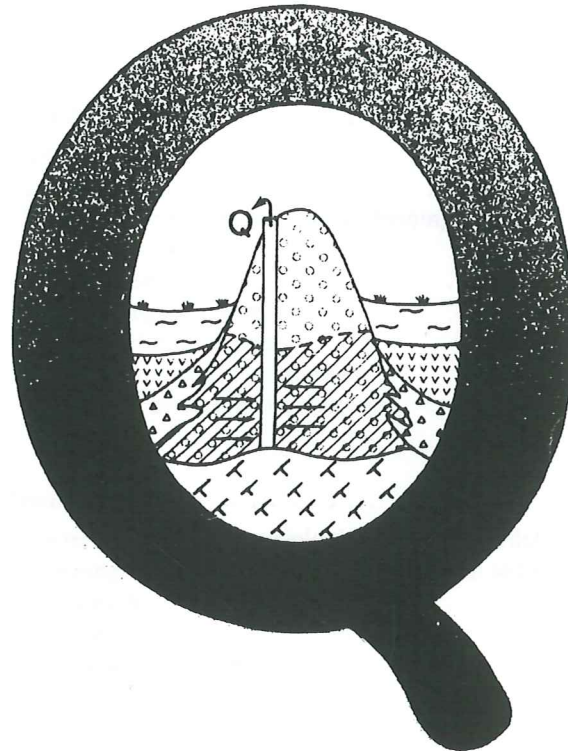
amensarbete, 20 p
stitutionen, Lunds Universitet

Nr 66

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Kvartärgeologi



**Process- och miljötolkning av sedimentationen i en
subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge**

Tomas Nilson

Innehållsförteckning

	Abstract	1
1	Inledning	2
2	Regionalgeologi	3
2.1	Topografi och geomorfologi	3
2.2	Berggrundsgeologi	5
2.3	Kvartära jordarter och kvartär utvecklingshistoria	5
2.3.1	Isrörelseriktningar	5
2.3.2	Högsta kustlinjen (HK)	6
2.3.3	Blekinges litostratigrafi	7
2.3.4	Deglaciationshistorik	7
3	Metodik	9
3.1	Jordartskartering	9
3.2	Skärningsstudier	9
3.3	Laboratoriemetodik och databearbetning	9
3.3.1	Kornstorleksanalys	9
3.3.2	Bergartsanalys	9
3.3.3	Rundningsgradsanlys	9
3.3.4	Paleoströmmätningar	10
3.3.5	Partikelorienteringsmätningar	10
3.3.6	Mätning av tektoniska element	10
3.3.7	Tabeller	10
4	Resultat	11
4.1	Karteringsområdets morfologi och jordartsfördelning	11
4.2	Skärningens litostratigrafi; beskrivning och sedimentologisk tolkning	11
4.2.1	Enhet A	12
4.3.2	Enhet B	21
4.3.3	Glacialtektoniken	24
4.3.4	Enhet C	26
4.3.5	Enhet D	28
4.3.6	Enhet E	33
5	Diskussion	34
5.1	Kavitetsbildning	34
5.2	Utveckling av dränerings-system för smältvatten i sammanlänkade kaviteter	35
6	Miljötolkning	37
6.1	Förutsättningar för utbildning av subglaciala kaviteter i området	37
6.2	Miljötolkning av enhet A och diskussion kring isrörelser vid skärningen	37
6.3	Miljötolkning av enhet B	40
6.4	Kavitetens slutliga stängning	40
7	Tack	41
8	Referenser	42

Abstract

This study deals with the development of a subglacial cavity in a province dominated by stoss- and leeside rockridges.

In the area of Järnavik, south-central Blekinge, there is a small excavation on the leeside of a bedrock ridge. The lithofacies combinations in this section contains both diamictons and sorted sediments. The diamict units are both massive and stratified. The sorted sediments are mainly silty in the lower part of the sequence and sandy in the upper.

This survey revealed that:

- The cavity had undergone repeated openings and closures indicated by glacial erosion and rapid changes in sedimentology. When the cavity was closed the glacier overrode and sheared previously deposited sediments. In connection with the glacial contacts a number of thrusts, normal faults and folds were formed. The differences in cavity size were presumably caused by seasonal variations in meltwater production and ice-movement velocity.
- The deposits during cavity closures were mainly deformation till even though pure lodgement till also occur especially in the upper units. At times when the cavity was open debris-flows entered the basin and they turned distally into fine-grained turbidites.
- Glaciofluvial sediments were deposited when the meltwater production was so great that a linked cavity system could form. The lithofacies associations (sandy bars, dunes, ripples

and planar beds) without any coarser fractions show that the current velocities were rather weak.

- Local ice-movement directions, as indicated by particle orientation and the direction of thrust planes, differed considerably from the regional ones. The results show that the ice movement had an easterly direction instead of the more common northerly in the area. The reason for this is most likely that the ice-direction was controlled by the bedrock ridges and that these ridges were able to deflect the direction of the ice flow.
- The whole area was situated below the highest shoreline as indicated by the beach deposits on top of the sequence.

Cavities usually form on the leeside of large obstacle where the glacier have difficulties reaching the surface. Thin ice, high ice-velocities, steep obstacles and large pore-water pressures further reduce the ability of the glacier to flow around the obstacle.

All these factors indicate that the deposit at Järnavik has formed during the deglaciation period. When the glacier is retreating from an area it usually gets thinner which could affect the ice movement direction so that it gets controlled by the topography. A thin ice in the area can therefore explain the odd ice direction. The ice velocity, was probably increased due to a calving ice margin in the Baltic Ice Lake.

Since the ice movement direction changes in the upper part of the sequence from an easterly to a northerly flow, this could be the reason for the ultimate cavity closure.

1 Inledning

Det blekingska landskapet mellan Karlshamn och Ronneby präglas i stor utsträckning av sedimentfyllda sprickdalar och omkringliggande bergryggar. Moränförekomsten är mycket låg och där morän finns är mäktigheten normalt sett liten. Morän hittas framförallt i läsidesläge till större hållar i de högre liggande områdena. Björnsson (1953) benämner dessa landformer läsidesmoräner.

7 km söder om Bräkne-Hoby nära Järnavik i mellersta Blekinge (Fig. 1) finns en mindre skärning på läsidan, i förhållande till områdets allmänna isrörelseriktning, nedanför en nord-sydgående bergrygg. I skärningen finns både diamikta sediment och sorterade, sandiga och siltiga avlagringar genomsatta av tektoniska strukturer.

En avlagring på läsidan av en bergrygg kan betyda två saker. Ett läsläge innebär att äldre avlagringar kan skyddas från inlandsisens erosiva verkan. Läget innebär emellertid också att basala tryckförhållanden hos inlandsisen kan medföra subglaciala läsideskaviteter med specifika sedimentationsförhållanden.

Syftet med mitt arbete har varit att göra en detaljerad sedimentologisk undersökning av skärningen och därigenom försöka fastställa avlagringarnas bildningsmiljö och de processer som varit verksamma vid avsättningen. Samtidigt har litteraturstudier genomförts för att finna anal-

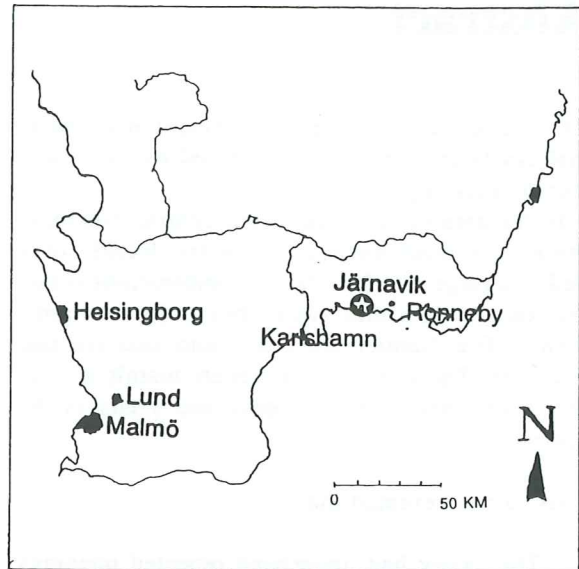


Fig. 1. Översiktsskarta över södra Sverige. Undersökningsplatsen ligger vid Blekinges sydkust mellan Karlshamn och Ronneby.

ogier till läsidesavlagringen vid Järnavik. Jag har vidare arbetat med litteratur som empiriskt och teoretiskt förklarar förekomsten av läsideskaviteter och hur subglaciala dräneringsmönster i kavitetbildningar utformas.

Förutom fältarbetet i skärningen vid Annebergs gård öster om Järnaviks samhälle, utfördes en ytkartering av ett 5 km² stort område kring skärningen.

2 Regionalgeologi

2.1 Topografi och geomorfologi

Blekinge är ett låglandsområde, men de södra delarna har ändå en ganska bruten relief med sprickdalstopografi. Björnsson (1946) delade in landskapet i sex områden (Fig. 2).

Landskapet är starkt föränderligt längs en nord-sydlig sträckning från Björkeryd i Bräkneåns dalgång och ned till kusten i det undersökta området vid Järnavik-Gyön. 7 km N Bräkne-Hoby finns ett väl utvecklat sprickdalslandskap i vilket Bräkneån rinner fram i en smal dalgång belägen 45-50 m ö h. Höjdpartierna kring dalgången ligger på ca 75 m ö h.

Tre km N Bräkne-Hoby (vid Dönhult) når Bräkneån det södra slättområdet och dalgången vidgar sig avsevärt (Fig. 3). Den är här ungefär 2 km bred. Vid Kullåkra, 4 km S Bräkne-Hoby, smalnar den breda dalgången av igen och delas upp i ett antal

mindre sidodalar. En av dessa löper ned till hamnen i Järnavik och en annan ned till kusten vid Biskopsmåla. Huvuddalen, i vilken Bräkneån flyter fram, viker av åt öster och mynnar ut i Väbyfjorden, 3 km OSO Järnavik. Det som grenar upp dalgången i mindre dalar är ett antal nord-sydliga bergribbor. Bergribbornas höjd är ungefär 35-40 m ö h medan markytan nere i dalgångarna i huvudsak ligger under 5 m ö h.

Det undersökta området ligger i en något högre belägen dalgång, ca 5-10 m ö h. Dalen sträcker sig från Stora Kulleryds gård i norr till Garnanäsviken i söder (Fig. 3). Lågområdet liknar inte Bräkneåns dalgång i det att den är mycket smal, 200-250 m, och att den genomtväras på flera ställen av bergribbor. Till skillnad från de större dalgångarna finns stora möjligheter för avlänkning av isrörelserikt-

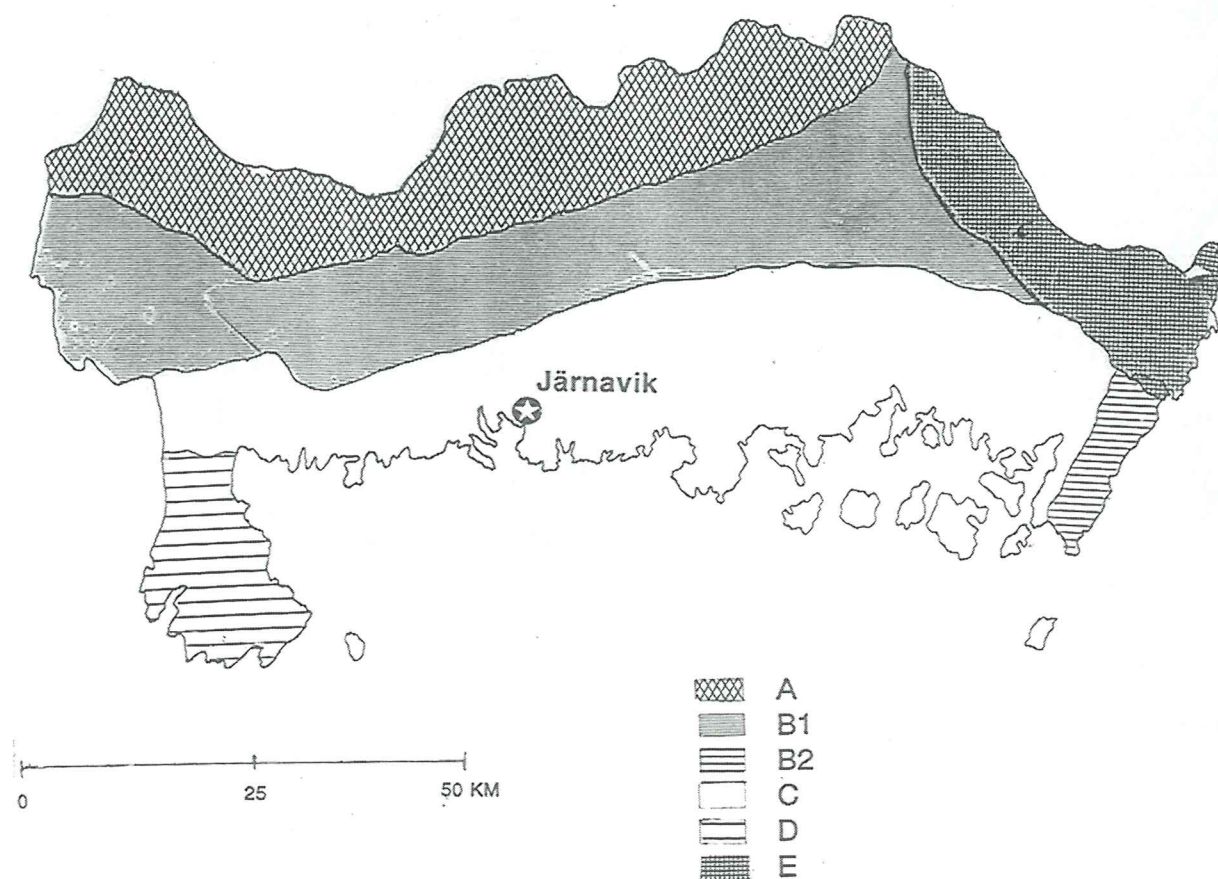


Fig. 2. Blekinges topografiska zoner (efter Björnsson 1946). A=Nordblekingska urbergsslätten, B1=Sprickdalslandskapet, B2=Södra slättområdet, C=Skärgården, D=Listerlandet, E=Östra slättområdet. Zonerna har modifierats av Berglund (1966).

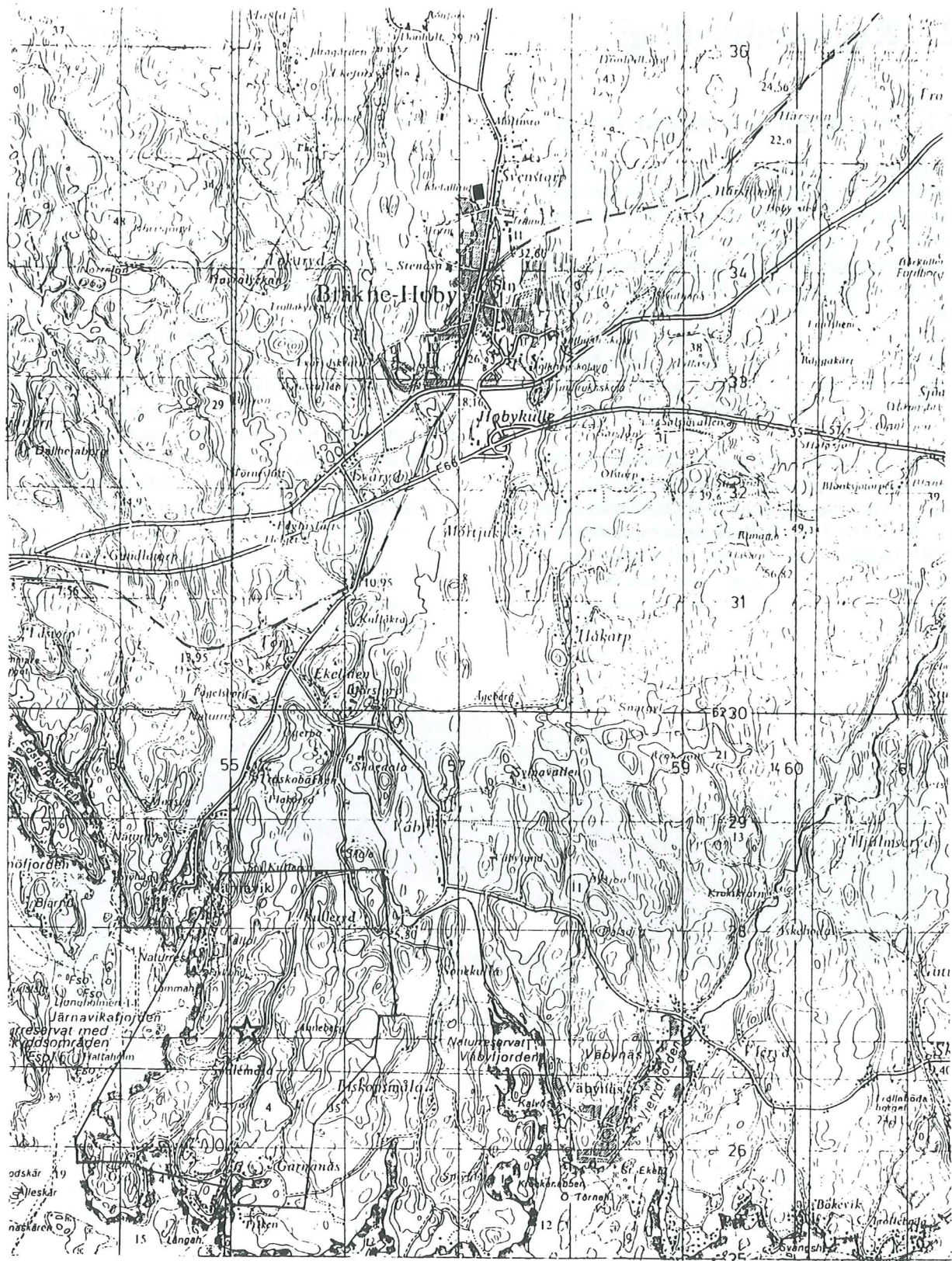


Fig. 3. Topografisk karta över Bräkneåns dalgång med omgivningar. Se fig. 5 för lokalisering av området. Det inramade området representerar utbredningen för det jordartskarterade området (Fig. 7). Stjärnan indikerar den undersökta skärningens position.

ningen p g a dessa tvärställda berggrundshinder, förutsatt att isen är så tunn att dess rörelse styrs av topografien.

2.2 Berggrundsgeologi

I området kring Järnavik domineras berggrunden av Karlshamnsgranit (Fig. 4). Denna bergart finns på flera ställen i södra och mellersta Blekinge och sträcker sig som en kil upp till södra Småland. (Kornfält & Bergström 1991). Kärnområdet ligger dock mellan Karlshamn och Ronneby. Karlshamnsgraniten, som har daterats till 1 400 Ma, är en grå, lätt rödaktig bergart vilken kännetecknas av stora kalifältspatögon och en lite tätare grundmassa. Detta ger bergarten en porfyrisk textur. Idag bildar kalifältspatkornen uppstickande partier p g a sin stora beständighet mot vittring jämfört med övriga mineral i bergarten. Graniten har i regel ingen foliation utan är helt massformig och är normalt sett medel- till grovkornig.

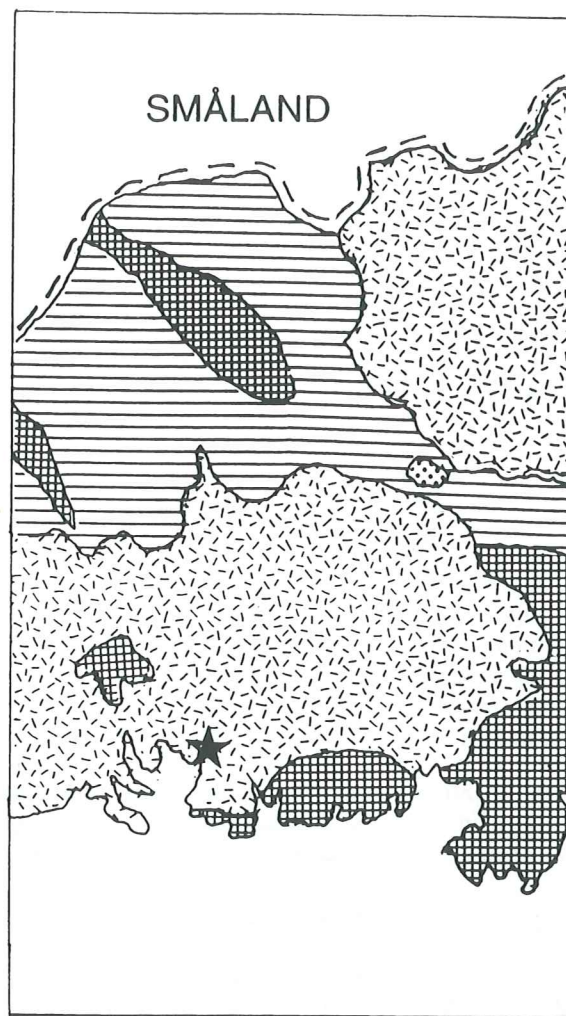
I den sydligaste delen av det undersökta området t. ex kring Gyön och längs större delen av Blekinges sydkust består den ytliga berggrunden av den metamorfa sk Blekinge kustgnejs (Kornfält & Bergström 1991) (Fig. 4). Denna gnejs har bildats genom att de vulkaniter som från början fanns i området metamorfoserades ungefär 1 700 Ma. Detta kan man antaga eftersom kustgnejsen västerut gradvis övergår i Västanåformationens vulkaniter. Till skillnad från Karlshamnsgraniten är kustgnejsen finkornig med grå eller rödgrå färg. Färg, kornstorlek och skiffrihet varierar dock kraftigt. Ställvis är kustgnejsen migmatiserad, t. ex ute vid Garnanäs fiskehamn.

2.3 Kvartära jordarter och kvartär utvecklingshistoria

2.3.1 Isrörelseriktningar

Den främsta informationen om isrörelseriktningar över Blekinge kommer från studier av isräfflor. Räffelriktningarna är dock många och har olika åldersrelationer till varandra (Fig. 5).

Ringberg (1971) har studerat ca 100 lokaler med räfflor i östra Blekinge. De kustnära lokalerna är här överrepresenterade eftersom vittringen av hällarna i inlandet varit mer omfattande än ute vid kusten p g a landhöjningen. Ringberg (1971) fann isrörelseriktningar mellan N 60°V och S 65°O. Vid åldersgrupperingen utnyttjade han det faktum att äldre räfflor ofta är färre och grövre än de yngre räfflor. Ringbergs åldersföljd av isräfflor från de äldsta till de yngsta är:



0 30 KM

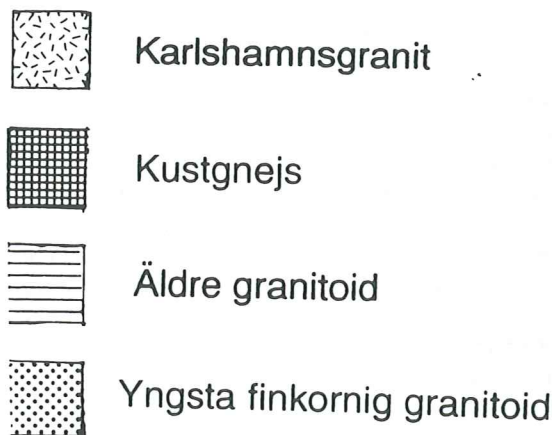


Fig. 4. Berggrundskarta över mellersta Blekinge. (efter Asklund 1947). Se fig. 5 för lokalisering av området.



Fig. 5. Isrörelseriktningar uppmätta på olika platser i östra Blekinge och på Ryssberget i västra Blekinge (efter Ringberg 1971, 1991). Det stora inramade området visar berggrundskartans läge (Fig. 4). Det lilla visar den topografiska kartans position (Fig. 3).

1. N 60°O-S 65°O. Dessa räfflor hittas endast på Torhamnshalvön och på Utlängan. Båda lokalerna ligger i Blekinges sydöstra hörn.
2. N 30°V-N 60°V. Dessa räfflor finns dokumenterade öster om Karlskrona.
3. N 20°O-N 40°O. Detta är den huvudsakliga riktningen för stöt-, och läsidor på talrika rundhällar och torde således vara denna isrörelseriktning under vilken hällarna huvudsakligen utbildats.
4. N 5°V-N 10°V. Dessa räfflor finns överst på hällarna och representerar den sista isrörelsen i området.

Eftersom Ringbergs (1971) undersökning av räfflor endast omfattar östra Blekinge går det inte att säga något entydigt om isrörelserna i området. Isräfflor från Ryssberget i västra Blekinge ger dock samma isrörelser som Ringbergs två yngsta grupper (Ringberg 1991). Därför förmodas isrörelserna i området vara desamma som i östra Blekinge. Däremot förekommer inte de tidiga isrörelseriktningarna (1 och 2 enligt Ringberg 1971).

Rydström (1963) har funnit varvig lera i en drumlin vars morän på toppen indikerar den yngsta isrörelseriktningen. Man kan därför möjligen tänka sig att man haft en deglaciation mellan den sista och den näst sista isrörelseriktningen, följt av en mindre glacial framryckning i samband med den sista nordvästliga isrörelsen (Ringberg 1971).

Med tanke på att den sista isrörelsen inte förmått omforma hällarna kan man antaga att denna isrörelse inte varit särskilt kraftig eller långvarig.

Andra indikationer på isrörelseriktningar är drumlinerna som finns i Blekinges kustband och de många isälvsavlagringarna. Drumlinerna, vilka är mest talrika på Göhalvön söder om Ronneby, har alla en nordsydlig utsträckning (Ringberg 1971). Isälvsavlagringarna i området är dock dåliga värdeämätare på isrörelseriktningen och kan som mest avvika 45° ifrån den nordvästliga isrörelsen. Detta visar att riktningarna för rullstensåsar och dylikt måste ha bestämts av topografin.

2.3.2 Högsta kustlinjen (HK)

Högsta kustlinjen i Blekinge är utbildad som ett intervall på ca 63-68 m ö h (Ringberg 1971). Ringberg (1971) har för sin bestämning använt sig av 25 lokaler och han har baserat bestämningen på spolgränsens läge (spolgräns = gräns mellan svallad och osvallad morän). Orsaken till att spolgränsen har fått ligga till grund för bestämningen är att riktiga strandlinjer saknas. Ringberg (1971) menar att avsaknaden av tydliga strandlinjer beror på att svallningen varit av begränsad omfattning. Han tolkar det blekingska landskapet vid tiden för HK:s utbildande som varande en skyddad skärgårdsmiljö.

Högsta kustlinjens nivå kan observeras direkt i fält. Ställvis finns det strandhak i moränen, där de högsta är belägna 67-68 m ö h (Ringberg 1971). På vissa ställen finns en tydlig gräns mellan kal-spolad håll och osvallad morän. Blockanrikning och svallgrusförekomster är andra HK-indika-tioner som kan studeras i Blekinge.

HK utbildades ungefär 12 550 BP och nivån är förhållandevis konstant i hela Blekinge (Wohlfarth *et al.* 1994). Orsaken till att HK ligger på samma höjd är att isobaserna för landhöjningen i stort är parallella med israndens konfiguration under de-glaciationen.

2.3.3 Blekinges litostratigrafi

De kvartära avlagringarna i Blekinge delas in i 4 litostratigrafiska formationer:

1. Listerbyformationen
2. Svängstaformationen
3. Mörrumsformationen
4. Ronnebyformationen

Listerbyformationen täcker Blekinges kustnära områden och ligger under 30 m ö h (Fig. 6). Listerbyformationen är indelad i ett antal underen-heter. Enheterna är i tur och ordning Gö till (bottenmorän), Heaby gravel (åsgrus), Sörby varved clay (varvig lera), Hakarp clay (icke-varvig lera) och Hinseberget silt (siltig sand).

Listerbyformationen övergår i Svängstaforma-tionen vid nivåer på ca 30 m ö h. Den utgörs av morän, kullig morän, getryggsåsar, kamedeltan och kamekullar. Formationen sträcker sig upp över 100 m - i praktiken upp till Smålandsgränsen (Fig.

6). Den undre gränsen för Svängstaformationen är alltid berggrunden medan den övre gränsar mot de sorterade sedimenten i nästa formation, Mörrums-formationen.

Mörrumsformationen är belägen på nivåer mel-lan 30-65 m ö h och överlagrar således Svängsta-formationen och även de högst liggande delarna av Listerbyformationen (Fig. 6). Alla avlagringar i Mörrumsformationen är deponerade i Baltiska iss-jön. Sedimenten är dels leror (Ekeberg varved clay member och Kroksjö clay), dels deltaavlagringar vilka går under benämningen Danstorp member. Ronnebyformationen omfattar alla postglaciala or-ganogena sediment i Blekinge (Fig. 6).

2.3.4 Deglaciationshistorik

Björck & Möller (1987) har med utgångspunkt från Blekinges litostratigrafi och morfologi gjort en deglaciationsmodell för området. De har samti-digt tolkat glaciärens temperaturförhållande. Ler-varvskronologi och pollenanalys har använts som hjälpmedel för att bestämma deglaciastakten (Wohlfarth *et al.* 1994).

Kortfattat är det möjligt att dela in Blekinge och södra Småland i tre områden (Kap. 2.1) (Möller 1987). I kustzonen finns det varvig lera och ström-linjeformade landformer (drumliner) (Möller 1987). Över högsta kustlinjen i norr övergår det strömlinjeformade landskapet i ett kullformigt (hummocky moraine area). Längst i norr är land-skapet åter strömlinjeformat.

Där kustlandskapet övergår i det kullformiga landskapet måste det ha skett en förändring i gla-

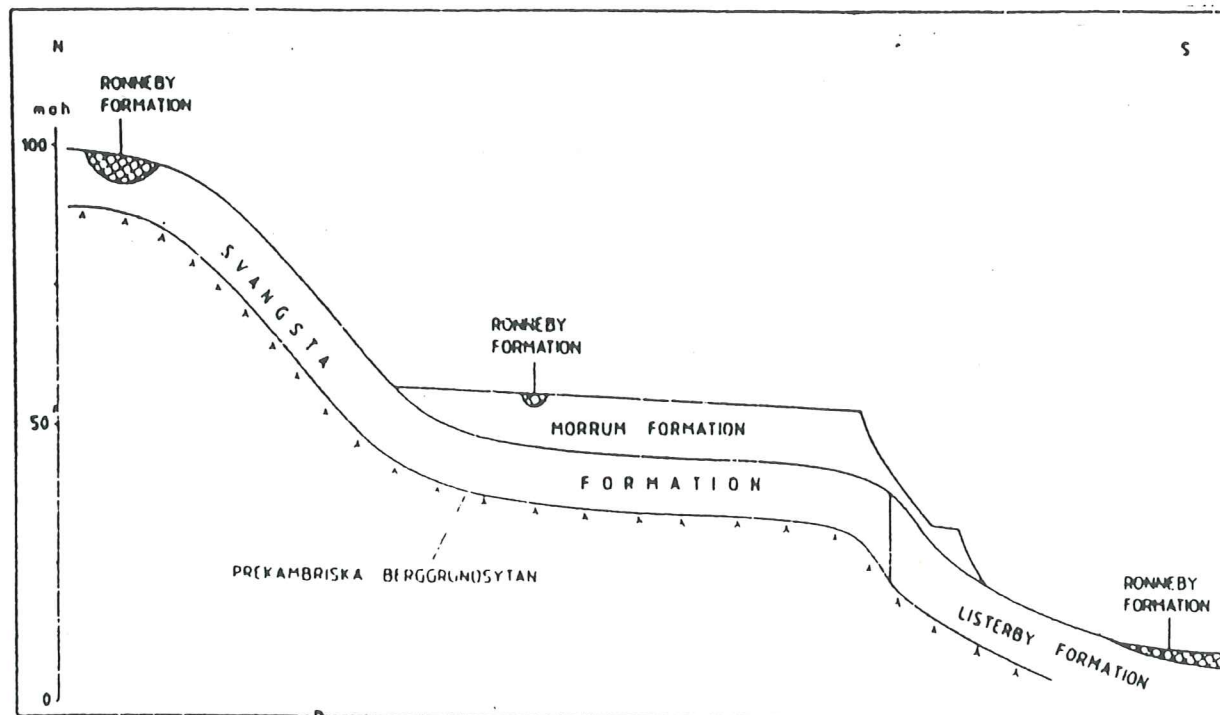


Fig. 6. Blekinges litostratigrafi (från Lagerlund & Björck 1979).

cial regim (Björck & Möller 1987). Principen för den kullformiga moränbildningen är att materialrik stagnat is avsnörs från den aktiva, rena isen (Möller 1987). Bottenfrysande förhållanden måste ha rått vid denna materialupptagning. Lagerlund *et al.* (1983) kallar gränsen mellan smältande och frysande bäddförhållanden för aktivitetsgränsen. Den norra gränsen för området innebär också en ändring i basal regim. Norr om det kullformiga området finns strömlinjeformad terräng med mycket drumliner. Isen måste då åter ha blivit smältande vid basen.

Vid dateringen av deglaciationen är det viktigt att använda varvår istället för ^{14}C -år för att få dateringarna i kalenderår. Redan 13 200-12 900 BP var de södra delarna av Blekinge isfria (Wohlfarth *et al.* 1994) där undersökningsområdet ligger. I varvår räknat stod isen vid HK ungefär 12 550 BP (Wohlfarth *et al.* 1994). Då var isen bottenmältande och hade sin aktivitetsgräns vid isfronten. Enligt pollenanalytiska undersökningar från sjön Kalven tog avsmältningen av den materialrika isen 150 år (Björck & Möller 1987). Detta visar att den strömlinjeformade terrängen i norr avsmälte före dödis-området i söder.

Den egentliga orsaken till varför man får en förändring i glacial regim är omtvistad. Antingen kan det bero på en klimatförändring åt det kallare

hållet eller så beror bottenfrysningen på att isen under deglaciationen blivit tunnare och att den därför isolerar sämre. Ringbergs (1971) flytande lervarvskronologi visar på en recessionstakt på 70-80 m/år. Från 12 650-12 550 BP ökade recessionstakten till 190 m/år. Att klimatet nu förbättrades indikeras också av höga polleninfluxvärden i sjöar i isfria områden och av en snabb immigration av växter samt höga sedimentationstakter vid flodmynningarna (det stora Bredåkradeltat bildades t. ex. vid denna tid; Wohlfarth *et al.* 1994). Detta stämmer dåligt med den modell som säger att förändringen i glacial regim när isen nådde HK berodde på en förändring mot ett kallare klimat. Även andra klimatdata från NV Europa talar emot en förändring åt det kallare hållet. Lervarvskronologin ger istället en indikation om en låg deglaciationstakt mellan 12 850-12 650 BP. Om man antar att den frusna zonen bildades 12 800-12 900 BP så återstår frågan varför inte de yttersta delarna av inlandsisen visar några tecken på stagnat is. Detta kan bero på att det funnits en kalvande istunga under HK. Man räknar med att den aktiva isen separerades från dödisen ungefär 12 400 BP (Björck & Möller 1987). Hela området var deglacierat vid slutet av Äldre Dryas d v s kring 12 000 BP.

3 Metodik

3.1 Jordartskartering

Ett 5 km² stort område (Järnaviks camping-Gyön-Garnanäs-Lilla Kulleryd) ytkarterades med avseende på jordartsinnehåll. Detta för att sätta in skärningen i ett större sammanhang. Till förarbetet hörde flygbildstolkning av området och studier av den topografiska kartan Karlshamn SV.

Vid själva karteringen lades samtliga jordartsgränser in på de ekonomiska kartbladen 3550 Guö och 3551 Sonekulla direkt i fält. Metodiken skilde sig dock åt mellan de högre liggande skogklädda områdena och lågområdena som oftast utgjordes av öppna fält.

I höjdområdena utfördes karteringen med stickspjut. Det första som gjordes var att leta upp var det fanns hållar och markera dessa på den ekonomiska kartan. Områdena mellan hållarna undersöktes med stickspjut. I lågområdena användes istället ett jordborr för upptagning av prover. Prover togs var 50:e meter och i 100 m breda stråk. I anslutning till jordartsgränser togs tätare prov.

På grund av vittringen av den grovkorniga Karlshamnsgraniten kunde få isräfflor ses i terrängen, men en relativt tydlig sådan kunde emellertid mätas in.

För hela karteringen användes SGU:s standardsymboler på den ekonomiska kartan.

3.2 Skärningsstudier

Den undersökta skärningen mäter 35 m på längden och 4 m på höjden där skärningen är som högst.

För att underlätta avritningen avvägdes och markerades en våglinje. När denna var utsatt gjordes ett rutnät där våglinjen fick fungera som hjälplinje kring vilken rutorna uppfördes. Rutorna markerades med spik som placerades så att varje ruta blev 1x0.5 m. Efter detta kunde skärningen börja uppritas. Olika sedimentenheter och tektoniska strukturer ritades in. Facieskoder enligt Eyles (1983) användes för att underlätta fältarbetet.

Det var också av intresse hur kontakten såg ut mot berggrunden. En grop grävdes i den norra delen av skärningen där sedimentmängden antogs vara minst. För detta hyrdes en traktorgrävare. När grävningen var avslutad var gropen 5.5 m djup utan att berggrundsytan nåtts. Även i gropen ritades de olika sedimentenheterna upp.

Under arbetets gång fotograferades intressanta detaljer och översiktsbilder i skärningen.

Efter detta gjordes analyser av partikelorientering i de diamikta enheterna. Paleoströmmätningar gjordes i korsskiktade sandlager. Skjuvplan mättes

in överallt där detta var möjligt. Prover togs dessutom ut för kornstorleksanalys, bergartsanalys och rundningsgradsanalys.

Två hundrametersprofiler avvägdes för att ge en uppfattning om avlagringens topografiska läge.

3.3 Laboratoriemetodik och databearbetning

De hemtagna proverna analyserades med avseende på kornstorlek, bergartsinnehåll och rundningsgrad.

3.3.1 Kornstorleksanalys

Totalt 18 prover undersöktes med avseende på kornstorlek. Samtliga prover torkades först i en ugn vid 105°C. Proverna analyserades sedan genom siktning och hydrometeranalys enligt Talme och Almén (1975). Kornstorleksfördelingskurvor framställdes från siktningarna och materialet bearbetades statistiskt i programmet M-korn.

3.3.2 Bergartsanalys

Vid prepareringen av kornstorleksproverna togs det samtidigt ut tre prover för bergartsanalys. De prover som valdes ut var samtliga diamikta och tagna från tre olika nivåer i skärningen. Denna analys baserades på 600-800 gruskorn från varje prov. I proverna fanns inga sedimentära bergarter utan endast kristallint material. Emellertid igenkändes den lokala berggrunden, Karlshamnsgraniten vilken kännetecknas av stora utstående kalifältspatkristaller. Där det i proverna fanns sådana stora kristaller markerades dessa som tillhörande Karlshamnsgranit. Utöver detta räknades smålandsporfyr vilken var lätt igenkännbar på sin röda färg och porfyriska textur. Mer osäkra var bestämningarna av gnejs, "övrig" granit, diabas och de övriga bergarterna. Resultaten bearbetades i programmet Microsoft Excel.

3.3.3 Rundningsgradsanalys

Totalt 50 partiklar i tre olika sedimentenheter valdes ut för bestämning av rundningsgraden. För bestämningen användes Powers siluettkort (Powers 1953). Rundningsgradsberäkningar och diagram bearbetades och presenterades i Microsoft Excel.

3.3.4 Paleoströmmätningar

Från paleoströmmätningarna togs den verkliga strykningen och stupningen fram genom datorprogrammet Rockware. Resultaten plottades i ett cirkeldiagram i programmet Stereo så att stupningsriktningen angavs i form av en pil. Stupningsriktning och stupningsvärde redovisas enligt metoden "Fisher vector distribution" (Mark 1973) och är beräknade i samma program.

3.3.5 Partikelorienteringsmätningar

Resultaten från fabricundersökningarna bearbetades i Stereo och plottades i ett Schmidtnät. Den statistiska bearbetningen skedde genom egenvärdesmetoden (Mark 1973). Riktningssmedelvärdet för stupningsriktning och stupning (V_1) och styrkevärdet (S_1), som representerar orienteringens styrka, presenteras.

3.3.6 Mätning av tektoniska element

I vissa enheter finns en tydlig tektonik med över-skjutningar i form av utgående skjuvplan. Dessa har inmätts och tolkats på ett antal ställen. För beräkning av verklig lutning användes Rockware. Resultaten har grafiskt bearbetats i programmet Stereo.

3.3.7 Tabeller

Tabellerna för bergartsanalys, partikelorientering, rundningsgradsanalys, paleoströmriktning och tektoniska element är alla utformade i Microsoft Excel. Samtliga tabeller finns redovisade i kap. 4.4.

4 Resultat

4.1 Karteringsområdets morfologi och jordartsfördelning

Utbredningen av olika kvartära sediment har klargjorts genom en ytkartering av området (Fig. 7).

Det karterade området och den undersökta skärningen ligger inom ett 3-4 km brett område mellan sprickdalen i Järnavik och Bräkneåns dalgång. Området är uppbyggt av bredare bergryggar med hållmarker och smalare sedimentfyllda dalgångar. Dalarna och berggrundsribborna har båda en nord-sydlig utsträckning (Fig. 7).

Hållmarkerna genomkorsas dessutom av mindre dalgångar vilka även de är fyllda av kvartärt material. Topografin i dessa områden kännetecknas av stöt- och läsideshällar. Flacka, slipade bergknallar med branta läsidor finns inom ett stort område norr och väster om skärningen.

De nord-sydliga dalgångarna är inte bredare än 200-300 m. Dessa smalnar ställvis av ytterligare på så att det finns bergribbor som tvärrar över dalarna. Den nord-sydliga utsträckningen för dalarna och de mellanliggande berggrundsområdena modifieras därför till viss del av de tvärställda bergribborna.

Den regionala isrörelseriktningen fastställdes genom uppmätning av en isräffla på en håll i dalen mellan Annebergs gård och skärningen. Rännelriktningen var N6°O.

Moränförekomsten är förhållandevis liten (Fig. 7), men det finns ställvis morän i svackorna mellan bergknallarna framförallt inom områdets västra del. Moränen ligger både på stöt-, och läsidorna av berghällarna och sidolagrar dem också på vissa ställen. Moränen är som störst och mäktigast där den hittas i anslutning till större berggrundstopografiska höjdskillnader. I dalgångarna förekommer moräner endast fläckvis i ytan och bildar inga sammanhängande områden som var fallet i svackorna mellan berggrundsribborna. Moränerna har en rikblockig yta och en dominans av den lokala berggrunden, Karlshamnsgranit i blockfraktionen.

Svallsediment, bildade genom svallning av moränerna, hittas också i närheten av större berggrundshinder. Svallsediment finns också nere i dalgångarna framförallt ute vid kusten t. ex vid Svalemåla gård och strax norr om Garnanäsviken.

Dalarna är särskilt i den norra delen rika på leror och lerhalten ökar i nordlig riktning inom det karterade området till exempel har lågområdena norr och öster om Lilla Kulleryds gård en mycket hög lerhalt. Längre söderut är jordartsfördelningen på fälten ganska mosaikartad. Leriga och siltiga partier omväxlar med sandiga. Särskilt tydligt är detta strax söder om Annebergs gård.

Torvmarker finns i ganska stor omfattning inom kartområdet särskilt i de mellersta delarna. Det rör sig överallt om kärrtorv; inga mossar finns. Vissa kärr är utdikade och uppodlade medan andra fortfarande är bevuxna med skog.

Gyttjemarker finns i grunda havsvikar som torr-lagts genom landhöjningen. Gytta noterades vid Steket söder om Järnaviks friluftsbad samt i den östra "grenen" av Garnanäsviken.

På många ställen syns resultat av landhöjningen. Gyön har t. ex tidigare varit en ö, men har nu fått förbindelse med fastlandet. Landtungan mellan Gyön och "fastlandet" täcks av glaciala och postglaciala sediment i form av lera och svallsand.

Samtliga minerogena avlagringar hör litostratigrafiskt till Listerbyformationen medan torv-, och gyttjemarkerna tillhör Ronnebyformationen (Kap. 2.3.3.) (Lagerlund & Björck 1979).

4.2 Skärningens litostratigrafi; beskrivning och sedimentologisk tolkning

Den detaljstuderade skärningen ligger 7 km söder om Bräkne-Hoby på vägen mellan Kull-åkra och Gyön 400 m OSO Annebergs gård (Fig. 3).

Skärningen ligger i sidoläge i förhållande till en större bergrygg. 50 m norr om skärningen går en bergknalle, som höjer sig 15-20 m över omkringliggande lågområden, ut en bit i den angränsande dalgången (Fig. 8). I relation till denna höjd ligger skärningen på läsidan. Sedimenten som hittas överst i skärningen fortsätter mot sydost i ytterligare 200-250 m. Dessa sediment ligger bågformigt intill hållar i norr, söder och i väster. Öster om skärningen finns en 250 m bred dalgång.

Skärningen är 35 m lång och är i genomsnitt ungefär 4 m hög, men genom maskingrävning i den norra delen av skärningen kunde ytterligare 5 m studeras. Trots det stora djupet nåddes inte berggrundsytan. Det ligger dock hållar 20 m bort i västlig riktning och ungefär 50 m bort i nordlig riktning. Därför får det antagas att berggrunden ligger strax under den nivå som nåddes i skärningens norra del.

Skärningen indelades i fem litostratigrafiska enheter (A-E). (se BILAGA)

Enhets A. Växling mellan massiva diamiktoner, stratifierade diamiktoner och normalgraderade siltiga-finsandiga sediment.

Enhets B. Sandiga, sorterade sediment med ripellaminering, planlaminering och korslaminering.

Enhet C. Stratifierade diamiktoner och sand i lutande lager.

Enhet D. Diamikton med linser och sliror av sand vilken uppåt successivt övergår i en mer massiv diamikton.

Enhet E. Klasterstött, massivt eller stratifierat grus och sand.

4.2.1 Enhet A

A-enheten har studerats i det maskingrävda schaktet i den nordöstra delen av skärningen (Fig. 10). Enheten består av omväxlande diamikta och sorterade siltiga-finsandiga sediment. I den norra delen av skärningen har den övre gränsen för A-enheten lagts vid en tydlig litologisk gräns mellan siltiga-finsandiga sediment och mellansandiga

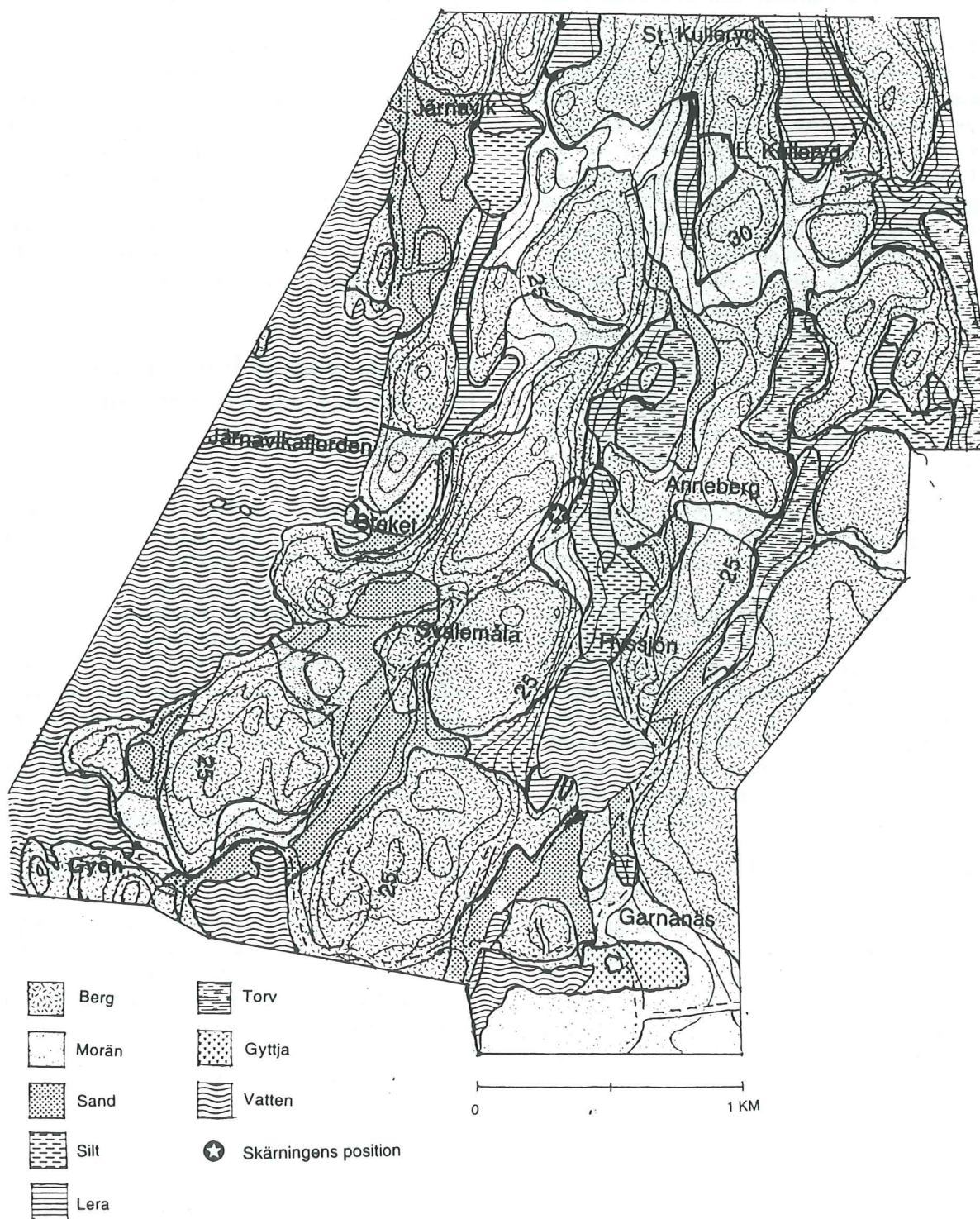


Fig. 7. Det ytkarterade området kring skärningen.



Fig. 8. Skärningens läge i förhållande till den stora berghällen i norr.

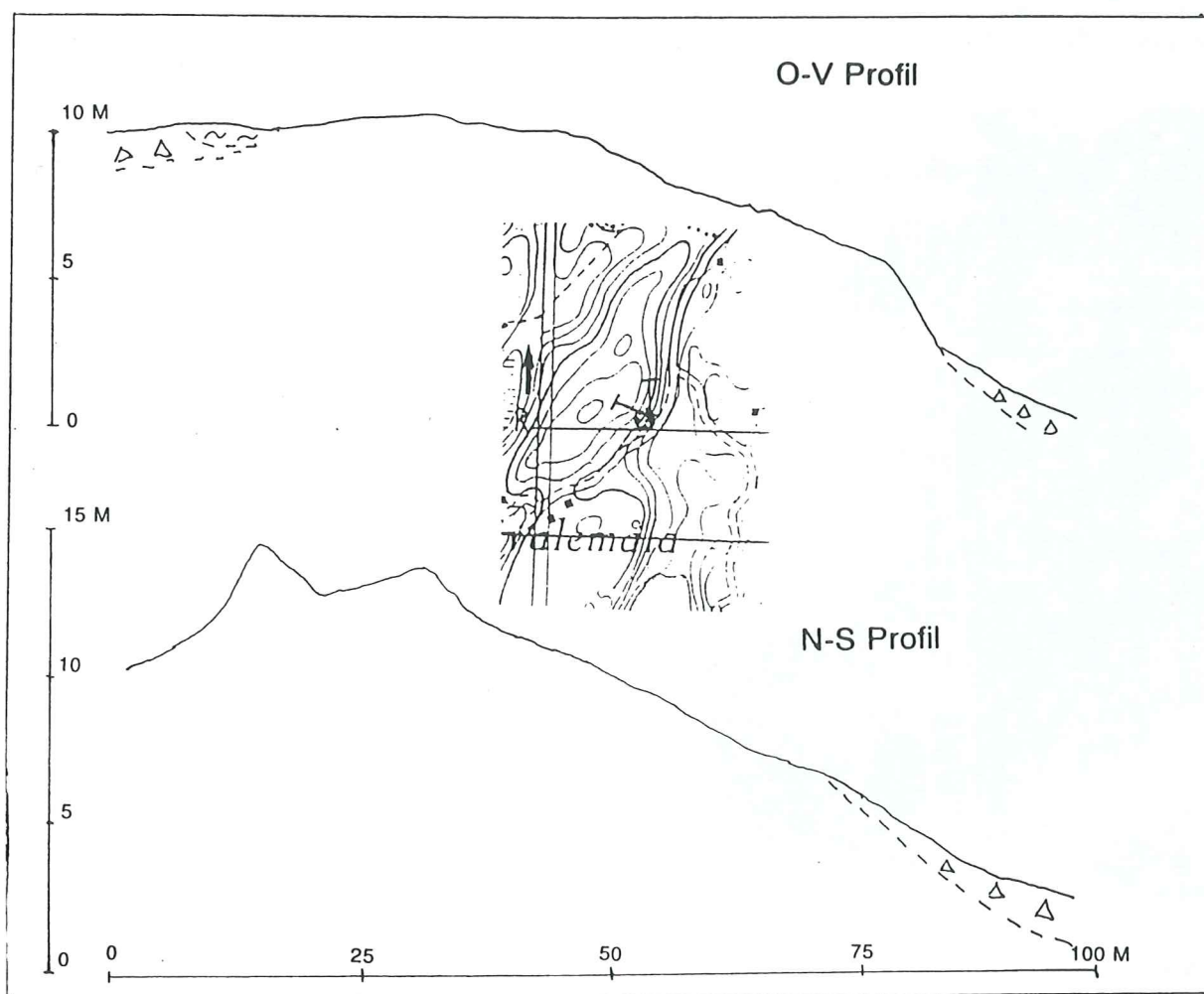


Fig. 9. De två avvägda profilerna visar skärningens läge i förhållande till den allmänna topografien. Den översta profilen är avvägd i nord-sydlig riktning medan den undre är avvägd i ost-västlig.

Bergarter	Prov 1		Prov 2		Prov 3	
	Antal korn	%	Antal korn	%	Antal korn	%
Karlshamnsgranit	353	48	378	50	285	46
Finkornig mörk granit	37	5	30	4	50	8
Gnejs, gnejsig granit	76	10	88	12	77	12
Övrig granit	178	24	150	20	133	21
Diabas	30	4	49	7	31	5
Smålandsporfyv	31	4	33	4	28	4
Kvarts	18	2	13	2	15	2
Övrigt	8	1	11	1	6	1
TOTALT	731	100	752	100	625	100

Tabell 1. Bergartsfördelning i grusfraktionerna i enhet A1 (prov 1), enhet D2 (prov 2) och enhet D3 (prov 3).

sediment. I denna del av skärningen mäter enhet A 5.3 m räknat från schaktbotten och upp till den övre gränsen.

Enhet A består av åtta underenheter (A1-A8) och har fyra inkonformiteter i form av synsedimentära deformations- och erosionsnivåer. De diamikta enheterna är dels massiva (A1 och A5) och dels stratifierade (A3 och A7). De stratifierade diamiktonerna innehåller silt-, sand- och gruslager. De sorterade enheterna (A2, A4, A6 och A8) utgörs av stratifierad lera, silt och finsand. Lagren har genom tektonik fått en flack lutning mot öster.

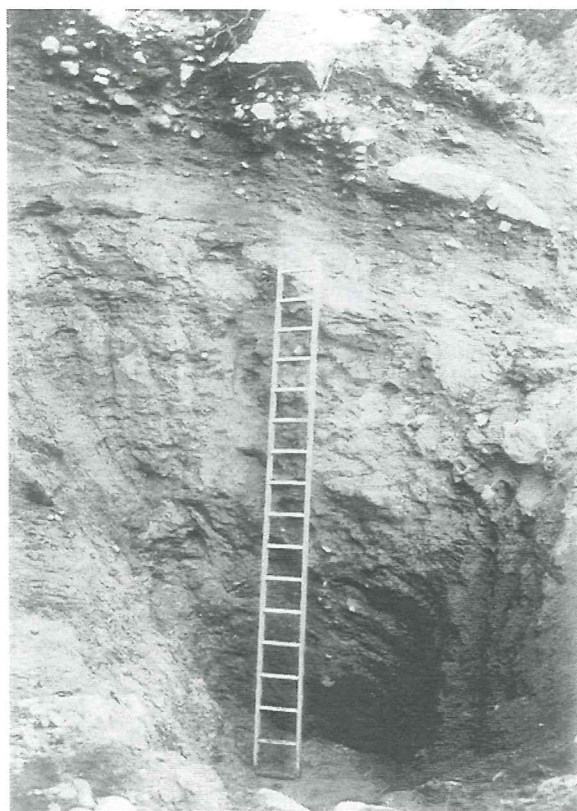


Fig. 10. A-enheten sträcker sig från botten av schaktet upp en bit förbi stegen. Här gränsar den i det närmaste direkt mot enhet D. Färg-skiftningen ungefär halvvägs ned i enheten beror på grundvattentytans läge.

Massiva diamiktoner

De massiva diamiktonerna (A1 och A5) hittas i skärningens undre del. Strukturellt och texturellt är de likartade.

Enhet A1 har en mäktighet av 1.5 m. Dess undre gräns kunde inte nås i skärningen. Den övre gränsen är skarp och den överliggande enhetens lager följer lagergränsen konformt.

Enhet A5 är inte så mäktig, endast 0.35 m. Dess undre gräns är skarp och erosiv. Underliggande lager är deformerade och har blivit uppveckade mot väster och därefter avklippta. Den övre gränsen liknar gränsen A1/A2 d v s den är skarp och överliggande enhet följer A5 konformt.

Texturellt är enheterna homogena. Matrixmassan utgörs av lerig, siltig sand (Fig. 11). Sten- och blockhalten är låg. Större partiklar ligger väl utspridda i matrixmassan. Det finns både kantiga och kantavrundade partiklar. De kantavrundade partiklarna har ibland glacialabraderade ytor med isräfflor. Grusfraktionen visade sig innehålla en mycket hög halt av den lokala berggrunden, Karlshamnsgranit (Tabell 1). Partikelorienteringen i A1 var uttalad ($S_1=0.665$) med en partikel-lutning mot OSO ($V_1=102^\circ/21^\circ$; Tabell 2). Analys A5 ger en något annan partikelorientering ($S_1=0.622$) mot ONO ($V_1=82^\circ/17^\circ$; Fig. 12 och tabell 2).

Tabell 2. Lokala tryckriktningar för den avsmältande isen.

	Azimut (V_1)	Stupning (V_1)	S_1
Fabric 1	102°	21°	0,67
Fabric 2	82°	17°	0,62
Fabric 3	120°	27°	0,79
Fabric 4	88°	15°	0,76
Fabric 5	136°	25°	0,69
Fabric 6	182°	7°	0,66

Strukturellt sett är de båda enheterna massiva. Skjuvplan eller andra skjuvstrukturer kunde inte observeras. Enda avvikelserna från det massiva uppträdandet är en diffus avgränsad, utdragen slira av lerig silt i enhet A1.

Tolkning

Det diamikta matrixstödda sedimenten i A1 och A5 visar att det inte funnits någon sorterande agent som verkat på materialet vid avsättningen. Den massiva karaktären pekar mot en bottenmoräntolkning. Dreimanis (1988) benämner denna moräntyp lodgement till.

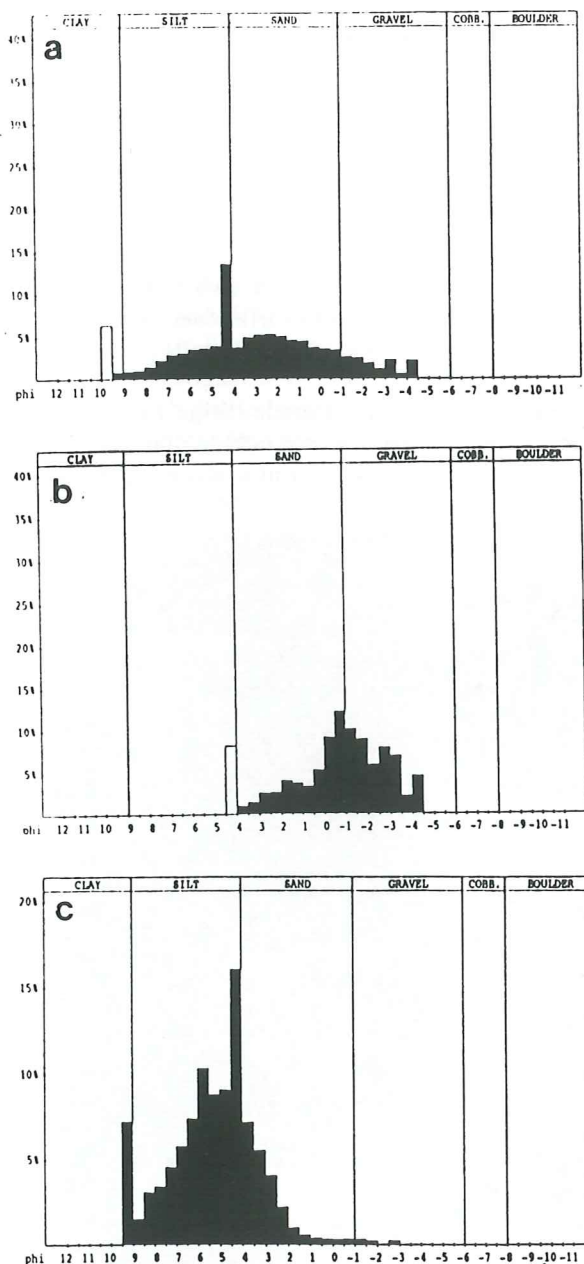


Fig. 11. Kornstorleksfördelning för sedimenten i A-enheten. (a) Massiva diamiktoner, (b) Stratifierade diamiktoner, (c) Normalgraderade siltiga-fin-sandiga sediment.

En uttalad partikelorientering med en hög lutning på partiklarna är något som kännetecknar moräner avsatta av en aktiv is (Dreimanis 1988). Partiklarna får vid uppbromsningen en lutning mot isrörelseriktningen. Andra kriterier när det gäller bottenmorän uppfylls också av de massiva diamiktonerna i enhet A nämligen en tät packningsgrad samt förekomst av utdragna sliror av sorterade sediment (eng. soft sediment smudges). Skjuvplan och skjuvstrukturer förekommer vanligen i bottenmorän (Dreimanis 1988), men i en våt morän-

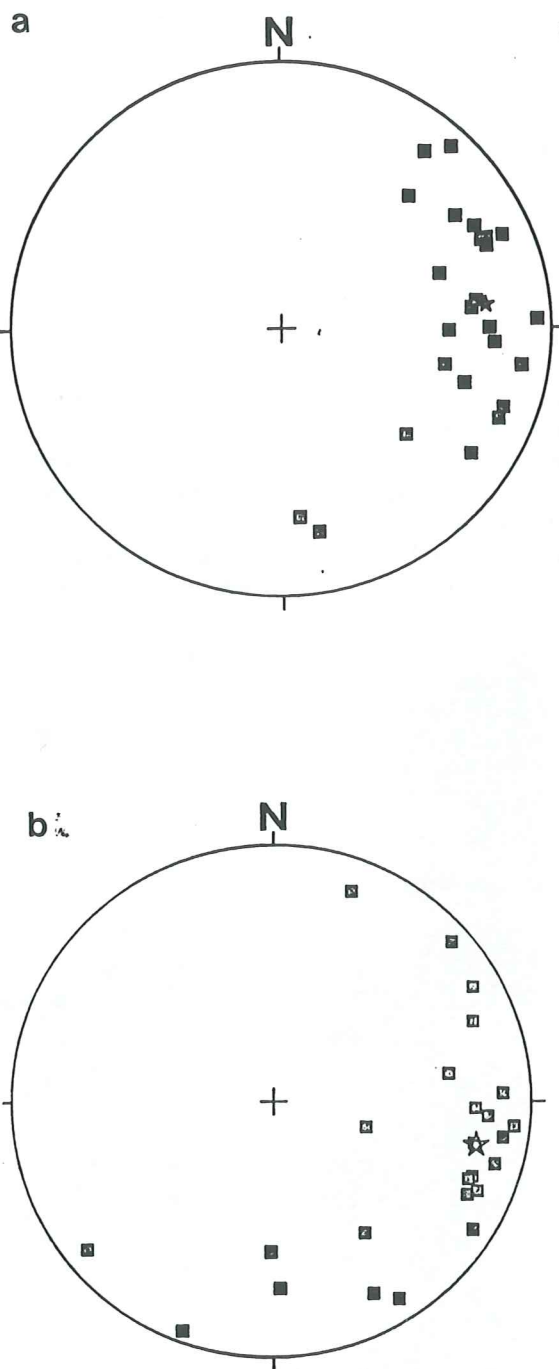


Fig. 12. Partikelorientering för A1 (a) och för A5 (b).

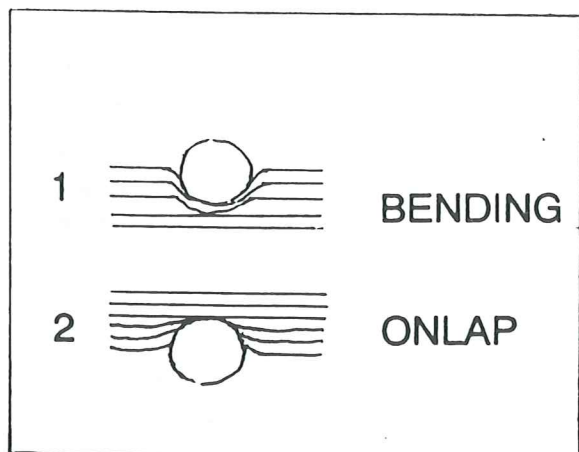


Fig. 13. Olika strukturer associerade med droppstenar (efter Thomas & Connell 1985). De strukturer som finns i de stratifierade diamiktonerna är onlapstrukturen och bendingstrukturen.

skärning kan de vara svåra att observera. Detta kan förklara varför inga skjuvstrukturer kunde ses i A1 och A5.

Moränen är mer finkornig än vad som normalt är fallet i bottenmorän i urbergsområden. Texturen beror emellertid på vilket material glaciären har bearbetat. Om glaciären på sin väg eroderar finkorniga sediment blir den resulterande moränen också finkornig. Lersliran i A1 indikerar att finkorniga sediment utgör en betydande del av matrix-

massan. När det gäller enhet A5 har finkorniga sediment funnits tillgängliga eftersom enheten överlagrar sorterade finkorniga sediment. De underliggande sedimenten är också tydligt tektoniserade och eroderade innan moränavlagringen.

Bottenmoränen kan ha bildats genom en kombination av aktiv utsmältning från en materialrik glaciärbas och en subglacial deformationstransport. Vid den senare processen har materialet inte varit uppe i isen utan skjuvdeformerats av den överglidande glaciären. Skjuvhållfastheten i finkornigt, vattenmättat material är låg och därför bör en stor del av glaciärens rörelse kunna ske i form av subglacial deformation. Lersliran som hittas i A1 styrker ytterligare detta antagande. Den är utdragen vilket inträffar vid deformationstransport. Vid den subglaciala skjuvningen sker också en blandning och homogenisering. Slutresultatet blir en massiv, tätpackad lerig, siltig sandig morän som bildats av en aktiv is.

Stratifierade diamiktoner

De stratifierade diamiktonerna (A3 och A7) är komplexa enheter med stora variationer i texturen. Enheterna är dock sinsemellan textuellt och strukturellt likartade.

Båda underlagras av sorterade siltiga-finsandiga sediment. Kontakten är skarp och de diamikta sedimentens lager följer konformt stratifieringen i de



Fig. 14. Droppsten (i enhet A3) liggande strax ovanför skrapan. Lagren är tydligt nedböjda kring blocket och bildar en bendingstruktur.

Tabell 3. Rundningsgrad, uppmätt på 50 partiklar i tre olika enheter.

Rundningsgrad	Antal stenar		
	A3:1	A3:2	D2
Mycket kantig	3	2	2
Kantig	11	12	6
Något kantig	25	30	25
Kantavrundad	10	6	17
Rundad	1	0	0
Välrundad	0	0	0
TOTALT	50	50	50

sorterade sedimenten. De stratifierade diamiktonerna har tektoniserats tillsammans med de finkorniga sedimenten och de övre gränserna för enheterna är erosiva och skär lagringen i flack vinkel. I schaktets västra del återstår av A3 endast en erosionsrest av sten- och grus, men enheten ökar i mäktighet till ungefär 1 m i skärningens östra vägg. A7 har också en flack lutning mot öster. Denna enhet är till skillnad från A3 jämntjock inom schakt-skärningen d v s ungefär 0.7 m, men skärs erosivt längre västerut.

Matrixinnehållet i de stratifierade diamiktonerna är sandigare än i de massiva diamiktonerna vilket är tydligast i A7 (Fig. 11). Det finns både kantiga och kantavrundade partiklar. Sten- och blockhalten är låg, lägre än i de massiva diamiktonerna.

Båda enheterna är uppbyggda av 1-5 cm tjocka diamikta lager. Där dessa lager finns i anslutning till stora block är de undre lagren ofta nedböjda under blocken och bildar sk onlap medan de övre ligger ostörda. Bendingstrukturer där de övre lagren är nedböjda kring blocken förekommer också (Fig. 13, 14). Det finns också millimeter- till cen-

timertertjocka sorterade linser och lager av finsand och lerig silt som mellanlagrar de diamikta lagren. Ett 5 cm tjockt lager av planlaminerad mellansand avslutar den övre av diamiktonerna.

I A3 förekommer ett linsformat lager (2x0.1 m) med klasterstött, massivt, måttligt sorterat stenigt grus i den övre delen av enheten precis där den kilar ut i väster. Partiklarna är något kantiga och en del är också räfflade på ytan (Fig. 15 och Tabell 3). Partikelformen är densamma som i de andra delarna av A3. Gruslagret överlagras av samma stratifierade diamikton som den underlagras av.

I gränsen mellan A7 och A8 finns en vertikal sedimentkil som är 20 cm bred längst upp och sträcker sig 40 cm nedåt (Fig. 16). Den når en bit in i A6 där den kilar ut. Den är igenfylld med material uppifrån. Kilen är fylld med sand i den undre delen och silt i den övre.

Tolkning

Sekvensen med växellagrande tunna, diamikta sediment och sorterade, finkorniga sediment tolkas som subakvatisk flytmörän (eng. flow till) (Dreimanis 1988). De interna kontakterna mellan de olika lagren är gradvisa och oskarpa. På ytan av en flytlob bildas (såvida inte vattenhalten i den är mycket hög) ett sorterat lager p g a porvattenavgång vid konsolideringen (Lawson 1979). Successiva flytenheter ger därför diamiktonens stratifierade mönster där varje lager har diamikt material i botten och sorterat material vid ytan. När enheterna A3 och A7 avsattes måste miljön således ha varit isnära och subakvatisk. De flytenheter som hittas i enhet A3 och A7 är av Lawson typ II (Lawson 1979) (Fig. 17).

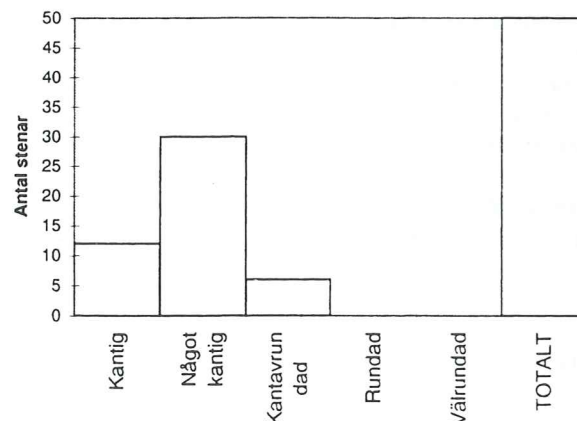
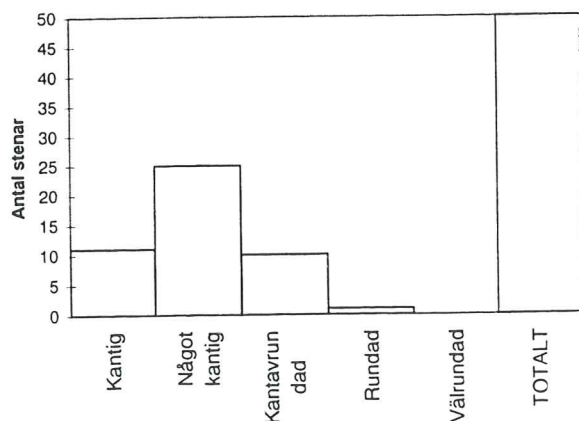


Fig. 15. Jämförelse mellan rundningsgraden på den stratifierade diamiktonen och på det steniga lagret.

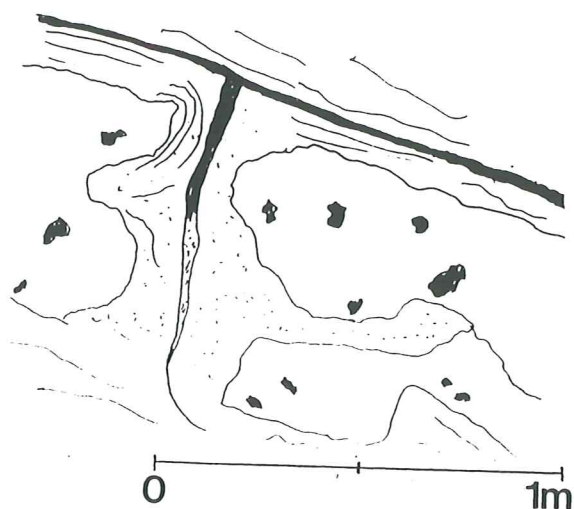


Fig. 16. Kilen mellan A7 och A8. Kilen har bildats i samband med den glaciala kontakt som föregick avsättningen av enhet B.

Det steniga gruslagret som hittas i den övre delen av A3 är tolkat som en bottenavsättning från en kanaliserad sedimentström med en högre vattenhalt än den som avsatt den övriga delen av A3, en sk Lawson typ III (Lawson 1979) (Fig. 13). Om den flytlob som transporterar materialet har en hög vattenhalt så skjuvas den övre delen av flytenheten bort och lämnar kvar en rest av sten och grus. Tolkningen baseras också på att förhållandet mellan kantiga och kantavrundade partiklar är så gott som detsamma som i den övriga delen av den stratifierade diamiktonen. Om det steniga lagret hade varit vattentransporterat så skulle andelen rundade och kantavrundade partiklar ha varit större än i de övriga delarna av A3.

Sedimentkilen har sannolikt samband med en glacial deformation som skett i sedimentpacken före avsättningen av A8. När den plastiska deformationen övergår i spröd deformation spricker bädden upp och material från omgivningarna fyller ut den bildade sprickan. Eftersom uppsprickningen sker så att kilen kommer att ligga vinkelrät mot isrörelseriktningen kan kilen användas för bestämning av glaciärens tryckriktning (Dreimanis 1969). Kilen stupar alltid i isrörelseriktningen. Inga direkta mätningar utfördes på kilen i skärningen, men utsträckningen var ungefär nord-sydlig med en brant lutning mot väster vilket skulle indikera en östlig isrörelseriktning. Den sand som har fyllt igen den undre delen av kilen härrör från den planlaminerade mellansanden som finns ovanför medan silten kommer från det ovanliggande siltlagret.

De stora block som hittas i de stratifierade diamiktonerna är mycket större än mäktigheten på de diamikta lager i vilka blocken ligger. Allmänt benämns sådana block "oversized" (Harland *et al.* 1966) (Fig. 13). Blocken har sannolikt smält ut från ett ovanliggande istak (i en glaciomarin miljö

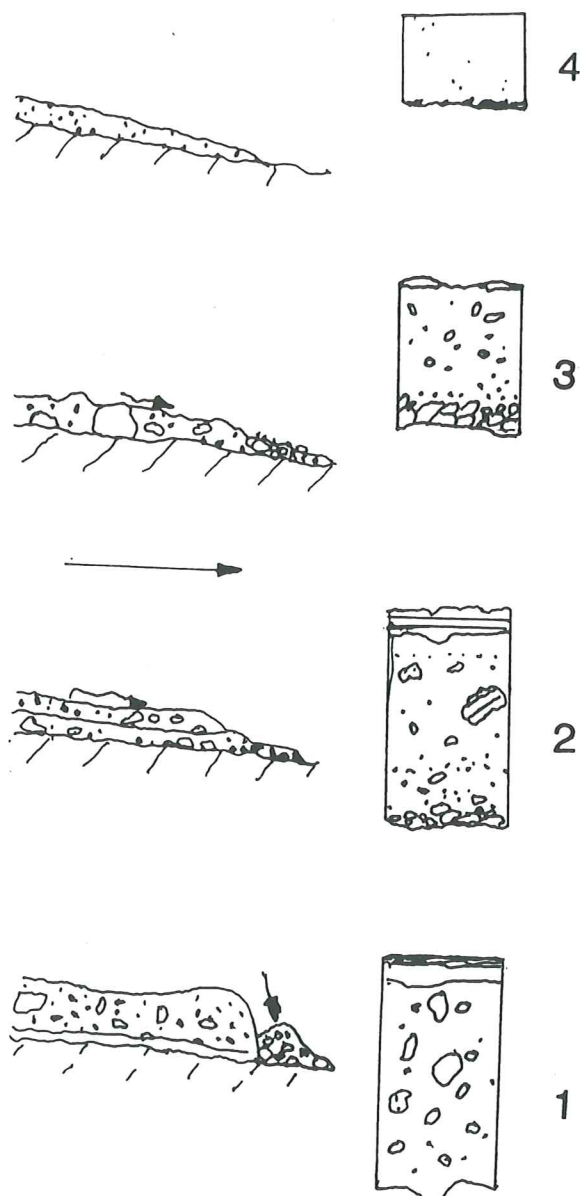


Fig. 17. Indelning av sedimentströmmar av olika vattenhalt (efter Lawson 1979). Lawson typ I har lägst vattenhalt, typ IV har högst.

har de smält ut från isberg) och kallas droppstenar. Att det är fråga om droppstenar är klart. De undre lagren böjer ned under blocken (Fig. 13) medan de övre ligger ostörda (Thomas & Connell 1985). Blocket måste då ha funnits på plats innan depositionen av de överliggande lagren skedde.

Sorterade siltiga-finsandiga sediment

De sorterade enheterna (A2, A4, A6 och A8) uppvisar i princip samma textur och har en likartad uppbyggnad. A2 och A6 underlagras av massiva diamiktoner. Kontakterna mot dessa är skarpa och lagren följer diamiktonens överyta konformt. Även gränserna mot ovanliggande stratifierade



Fig. 18. Finsediment i A4 uppveckade åt väster och överlagrade av en stratifierad diamikton.

diamiktoner är icke-erosiva. A4 och A8 underlagras av tektoniserade sediment med en plan, erosiv kontaktyta. Mäktigheten för de sorterade enheterna varierar (A2=0.10 m, A4=0.35 m, A6=1.0 m, A8=1.0 m).

Texturellt är alla enheter ungefär lika med samma kornstorleksintervall grovsilt-finsand, men enhet A6 är något sandigare åtminstone i den nedre delen. Silthalten i denna enhet ökar sedan successivt uppåt. En annan avvikelse är att sedimentationen i enhet A2 inleds med en ren lera.

A4 och A6 består av normalgraderade lager från finsand till grovsilt där varje lager är 5-15 mm tjocka (Fig. 18). I A6 finns också tjockare lager kring 30 mm.

A2 och A8 är deformerade så att primärstrukturerna blivit svåra att identifiera, men det får antas att även de varit normalgraderade.

Tolkning

De normalgraderade lagren är resultatet av deposition från turbiditströmmar där suspenderat material pulsvis har förts till sedimentationsplatsen. Lagren kan tolkas som de distala delarna av subakvatiska debris-flows vars mer proximala delar hittas i de stratifierade diamiktonerna. Sedimentationen inleds med de mest distala delarna i form

av ett lera-lager åtföljt av siltiga normalgraderade lager och sedan en ganska oskarp, icke-erosiv övergång till den stratifierade diamiktonen.

Upprepade turbiditströmmar bygger normalt sett upp Bouma-sekvenser (Walker 1985) (Fig. 19). De turbiditströmmar som hittas i de fyra enheterna A2, A4, A6 och A8 saknar litofacies A-C. Walker (1985) hävdar att en turbiditsekvens som inleds med litofacies C är avsatt av en turbiditström av en lägre intensitet. Detta bör vara fallet även i de fyra studerade enheterna. De turbiditer som avsatt enheterna måste således ha transporterat en mindre mängd sediment än de som avsatt en fullständig Bouma-sekvens. Orsaken till det låga sedimentinnehållet är att en sedimentström av Lawson typ II eller III är en väl sammanhållen enhet som inte så lätt släpper ifrån sig material till en turbidit. Detta till skillnad från ett vattendrag som när det mynnar i en sjö eller i ett hav kan ge upphov till kompletta Bouma-sekvenser. I de fyra enheterna frigörs endast finsand och silt till turbiditerna vilket betyder att sedimentationen kommer att inledas med litofacies D. Eftersom materialet förs till sedimentationsplatsen pulsvis och med täta intervall så kommer inte litofacies E att hinna utbildas.

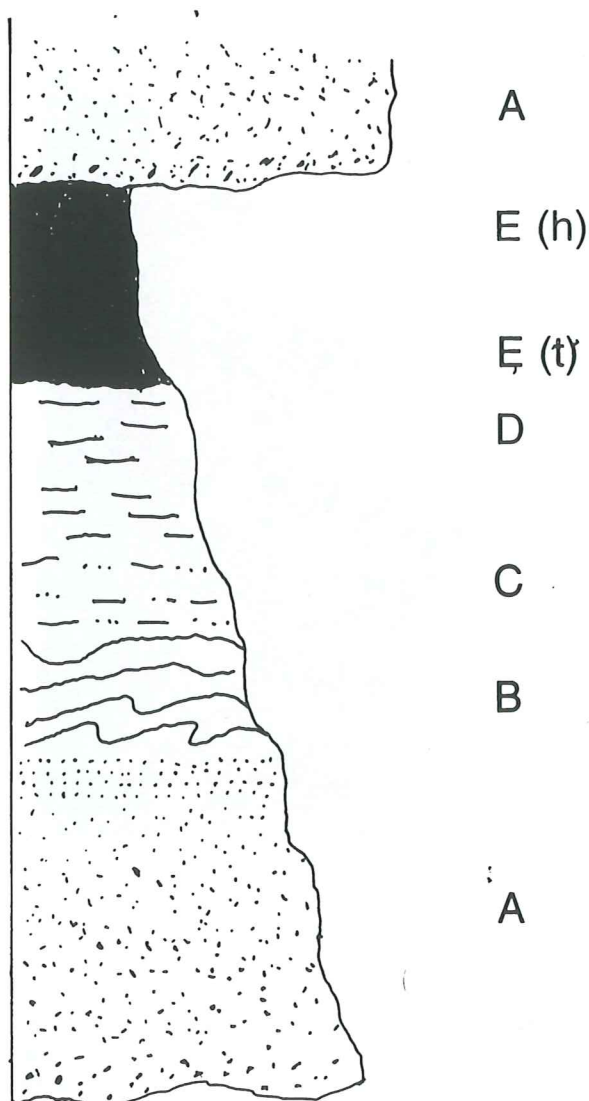


Fig. 19. Fullständig Bouma-sekvens med fem olika litofacies (efter Walker 1985). A=Massiv sand, B=Planlaminerad sand, C=Ripplesand, D=Parallellaminering mellan silt och ler, E(t)=Lera från turbiditströmmen, E(h)=Bakgrundsdeposition av lera från bassängen.

Synsedimentär deformation och erosion

Samtliga enheter har påverkats av tektonik på ett eller annat sätt. Lagren A2-A4 är uppresta och veckade åt väster där de skärs erosivt och överlagras av den massiva diamiktonen A5.

Ett större skjuvplan ($168^{\circ}/8^{\circ}$; Fig. 20 och Tabell 4) genomsätter enhet A6 ungefär 40 cm upp från basen och ovanför detta skjuvplan är lagringen störd. Ytterligare 30 cm upp i enheten övergår lagringen återigen i ostörda normalgraderade lager. Tektoniken har också medfört att de översta enheterna A6, A7 och A8 har fått en flack lutning åt öster. Skjuvplanet i A6 bör ha samband med att glaciären skjuvat sitt underlag. Skjuvplanet i enhet A8 avgränsar störda enheter ovanför detta från ostörda under. Även här måste glaciären ha skjuvat

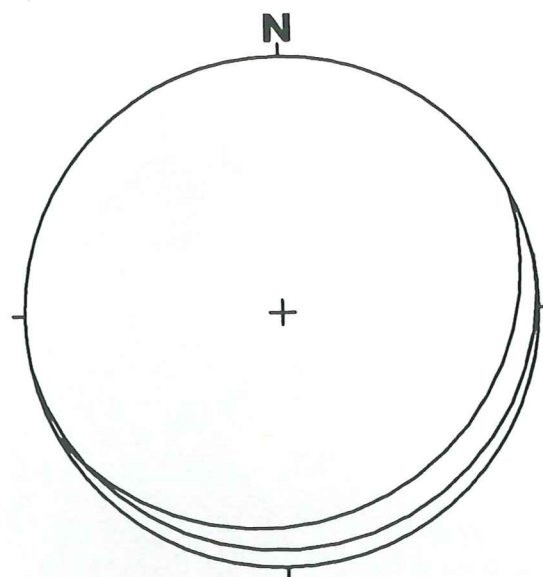


Fig. 20. Skjuvplanens lutning och riktning i enhet A.

underlaget. Även i den undre delen av enhet A8 finns ett skjuvplan ($152^{\circ}/19^{\circ}$; Fig. 20 och Tabell 4) som i detta fall avgränsar ostörda mellansandiga sediment från störda sediment i fraktionen grovsilt-finsand. I samband med detta kan tensionssprickan i enhet A7 ha bildats. Gränsen mellan A8 och den överliggande B-enheten är också erosiv med en tydlig erosionsrest vid kontaktytan. En basalkontakt måste ha varit fallet.

Sammanfattande tolkning av enhet A

Tektoniken, erosionsnivåerna och de massiva enheterna A1 och A5 är tolkade som resultatet av basala processer direkt påverkade av en överglidande aktiv is, medan de övriga enheterna är avsatta subakvatiskt. Om de sorterade enheterna skulle vara deponerade i en proglacial sjö blir utvecklingsmodellen mycket märklig. I detta fall måste glaciären ha oscillerat fram och tillbaka åtminstone fem gånger under avsättningen av enhet A. Den första glaciala framstötten avsatte bottenmoränen A1. Den andra tektoniserar och eroderar efter avsättningen av enhet A3. Nästa framryckning deponerar bottenmoränen A5. Den fjärde och näst sista iskontakten ger skjuvplanet i A6 och

Tabell 4. Medelvärden för skjuvplansriktningar i A och B-enheterna.

Skjuvplansriktningar	Strykning	Stupning
A-enheten	70°	160°/14°
B-enheten	47°	137°/36°

deformation och erosion på toppen av A7. Ytterligare en gång eroderar glaciären i sitt underlag d v s precis innan B-enheten avsätts.

Ett alternativ till sedimentationen i en vattenmassa i ett proglacialt läge är att sedimentationen skett i en subglacial kavitet. En kavitet är ett oftast vattenfyllt utrymme under en glaciär där isen p g a otillräcklig plasticitet inte kan nå ned till underlaget. Det är betydligt lättare att förklara de många basalkontaktarna vid enhet A:s avsättning om kavitetsbegreppet används.

Vid avsättningen av enhet A1 får glaciären kontakt med underlaget och avsätter bottenmoränen med en lokal tryckriktning från OSO. Ingen kavitet existerar i detta stadium. Den mycket skarpa gränsen mellan den basala moränen och lerlagret representerar ett sedimentationsavbrott. Blotta förekomsten av lerlagret visar att kaviteten måste ha öppnats. Avsättningsmiljön i kaviteten är så lugn att endast leran sedimenterar. Det finns i detta stadium ingen genomströmning i kaviteten. Flytlober börjar gå ut i kavitets vattenmassa och i den distala delen avsätts de sorterade normalgraderade turbiditlagren i enhet A2. Efterhand som kavitetens fyllnad byggs ut når också de diamikta sedimentströmmarna hit. Då avsätts den stratifierade diamiktonen i enhet A3. Efter detta sluts kaviteten igen och glaciären deformerar enhet A2 och A3 tillsammans. Emellertid sker ingen avsättning av moränmaterial utan glaciären har endast en deformerande och eroderande verkan på underlaget. Sedan fås återigen en kavitetöppning och de normalgraderade lagren i enhet A4 avsätts med samma genes som lagren i enhet A2. Därefter har glaciären återigen fått bottenkontakt. Den har deformerat, eroderat och klippt av enhet A4 erosivt. Efter tektoniseringen av enhet A4 avsätts bottenmoränen A5. Efter detta öppnas kaviteten och en ny silt-finsandsedimentation uppträder (enhet A6). En övergång till den stratifierade diamikta enheten A7 är resultatet av att en ny kavitet-igenfyllnad är på gång. Den planlaminerade sanden överst i A7 kan ha avsatts av en subglacial sheetflow innan glaciärbasen igen når underlaget. Kaviteten sluts och sandytan blir glaciärens basala skjuvplan. Sedan öppnas den igen med nya distala turbiditavsättningar i enhet A8. Gränsen mot B-enheten är även den erosiv med en erosionsrest av stenar. Slutsatsen blir att det även i detta fall slutar med en kavitetsstängning. Lagren i enhet A8 är kraftigt störda p g a iskontakten.

4.3.2 Enhet B

Denna enhet har kunnat studeras i sin hela längd d v s från skärningens norra del till ungefär 22 m. Mäktigheten för enhet B varierar från 2 m ungefär mitt i skärningen till några dm där enheten kilar ut mot norr och söder. B-enheten överlagrar enhet A.

Det som legat till grund för gränsdragningen mellan A-, och B-enheten är den tydliga kornstorleksförändringen. I norr utgörs de underliggande sedimenten av finkorniga, laminerade avlagringar medan de längre söderut består av diamikta sediment.

B övergår lateralt i C-enheten mellan 17-23 m där enhet B kilar ut. Gränsen mellan de båda enheterna är relativt oskarp och enhet C "interfingrar" ställvis i B-enheten. Gränsdragningen är inte en textuell gräns utan snarare en strukturell. Båda enheterna har i övergångszonen ungefär samma kornstorleksfördelning, men C-enheten har flytstrukturer medan B uppvisar fluviatila strukturer. B-enheten består av ett antal sandiga litofacies som överlagrar eller sidolagrar varandra. Det finns rippellaminerade, plankorslaminerade och planparallellaminerade lager. Lagren är genomsatta av skjuvplan och normalförkastningar som ibland gör primär-strukturerna svåridentifierbara.

I princip går det att dela in B-enheten i två delar med avseende på litofacieskombinationer. I den norra delen finns en växellagring mellan rippellaminering och planparallellaminering, men även mindre lager av plankorslaminering förekommer. De södra delarna domineras av större tabulära, plankorslaminerade lager och rippellaminerade lager. Stratigrafiskt sett sidolagrar de båda sekvenserna varandra och med hjälp av vissa lager som kan ses i båda delarna går det att göra korrelationer dememellan.

I den södra delen av B-enheten inleds sekvensen med plankorslaminerade lager av mellansand som har byggts ut över och kring fyra större block med en diameter på 20-50 cm. Laminae har brant rasslutning vid blocken, men flackar ut i sydlig riktning. Längre söderut blir lagren finkornigare och är i det närmaste siltiga mellan 17-19 m där lagren kilar ut. Det korsskiktade lagret överlagras av ett 4-8 cm tjockt siltlager som går att följa in i den norra sekvensen även på den andra sidan av en större förkastning (14-16 m). Siltlagret övergår dock i finsand längre norrut. Ovanför det deformerade siltlagret i söder (13-17 m) hittas en rippelsekvens med A-trågpipplar, 3-4 cm höga (Fig. 21). Ripplarna är finsandiga längst ned, men blir successivt grövre för att längst upp bli mellansandiga (Fig. 22). En skarp kontakt finns sedan utbildad mot ett mäktigt plankorslaminerat lager, 55-60 cm tjockt (Fig. 22). De lutande laminae är mellan 3-5 mm tjocka och har en vinklad bas (Allen 1982). I det korsskiktade sedimentet syns en tydlig reversgradering inom varje lamina från mellansand till grovsand. Basen för lagren är också anrikad på grövre partiklar. Distalt "interfingrar" de mellansandiga laminae med finsandiga. De finsandiga laminae reducerar i den nedre delen av slutningen vinkeln för korslamineringen. Laminae har en lutning mot sydost (157° ; 143° ; 170° , Fig. 23 och Tabell 5). Sekvensen ripplar och korsskiktning

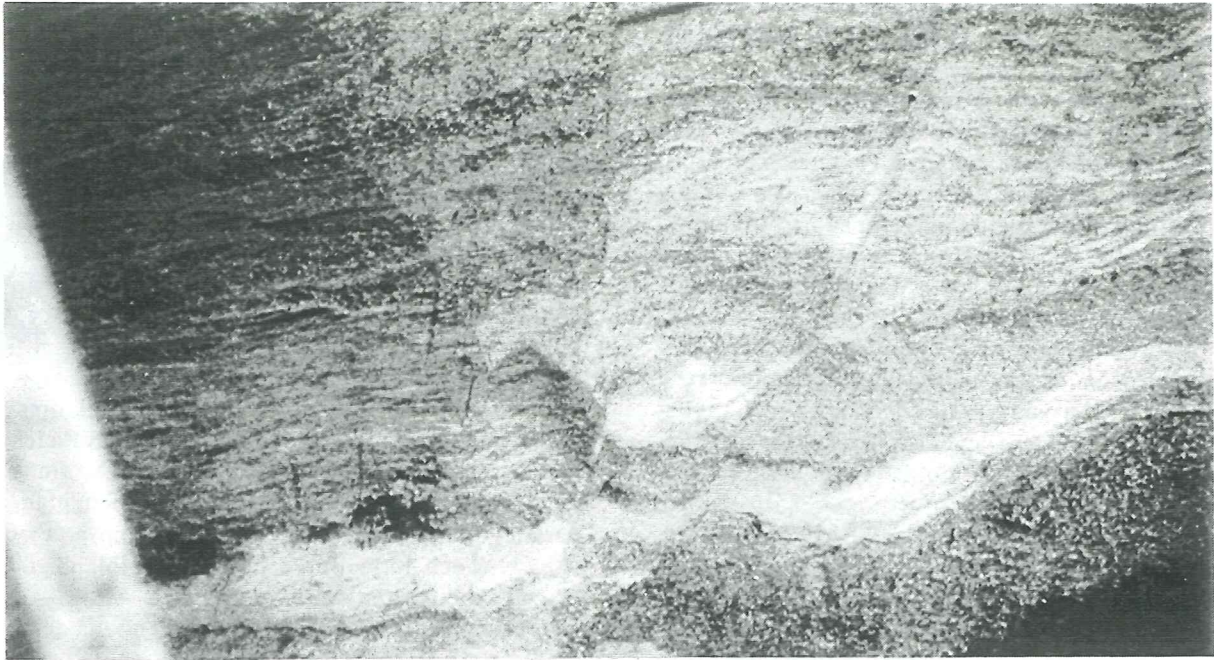


Fig. 21. Rippelsekvens (ljus lager) överlagrat av planläminerad sand i mellansandsfraktionen. Notera normalförkastningen i bildens högra del. Denna är resultatet av den glacialtektonik som ägt rum efter avsättning av enhet C och i samband med bildning av enhet D (Kap. 4.3.3).

har en direkt motsvarighet på nordsidan av förkastningen där samma lagersekvens fortsätter. Högre upp följer ett lager av laminerad silt-, och finsand

6-8 cm tjockt. Efter detta följer ännu ett korsskiktat lager, vilket är 40 cm tjockt i den södra delen



Fig. 22. Det stora korsskiktade lagret i den södra delen av B-enheten. Till vänster om de stora stenarna kan skönjas en viss "interfingering" med siltiga-finsandiga sediment. Korsskiktningen underlagras av ett rippellager med A-trågripplor.

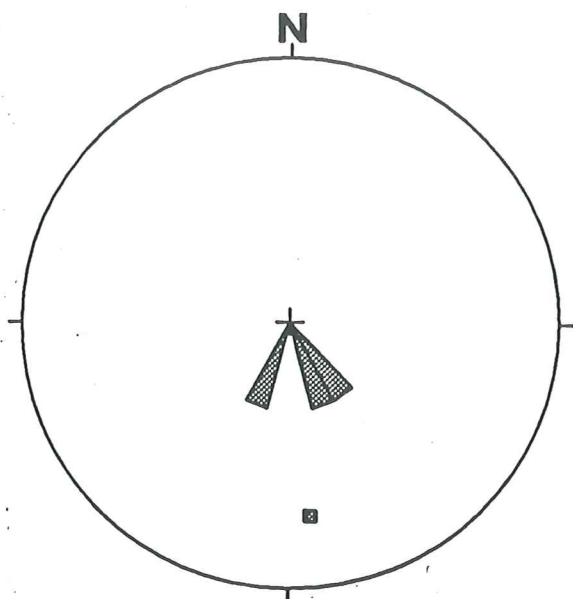


Fig. 23. Paleostromriktning vid avsattning av B-enheten uppmatt i de lingoida bankformerna. Punkten anger medelstromriktningen dvs mot SO vilket betyder NV stromriktning.

(19 m), men till skillnad från det undre korsskiktade lagret hittas det inte norr om den större förkastningen vid 14 m.

Det korslaminerade lagret (Fig. 25) övergår lateral mot norr i en komplex sekvens av rippel- och planparallellaminering, men även isolerade korslaminerade lager finns. I den norra delen av B-enheten finns ett större rippellager längst ned mot enhet A (Fig. 21). Det är ungefär 0.40 m mäktigt. Rippellagret är finsandigt men blir i den övre delen av lagret något grövre. Rippelarna är överallt av typen A-tråg och deras höjd är omkring 1-3 cm. Den största mäktigheten, maximalt 1.30 m, har annars ett planparallellaminerat lager med en lateral utbredning mellan 4-20 m. Det överlagrar och sidolagrar det tidigare beskrivna rippellagret. Mellan 2-8 m överlagrar det rippelsedimentet med en gradvis, icke-erosiv kontakt. Längre söderut ligger planlamineringen direkt på enhet A. Det planlaminerade lagret har en kornstorlek i mellansandsfraktionen. Lagringen är störd och uppveckad i den sydligaste delen (15-17 m). Rippellamineringen hittas mellan 5-14 m i form av tunna (3-10 cm) lager vilka mellanlagrar planlamineringen. Liksom i den understa rippelsekvensen ligger korn-

Tabell 5. Paleostromriktningar i enhet B.

	Stupningsriktning (°)	Stupning (°)
Prov 1	157	24
Prov 2	143	18
Prov 3	170	26

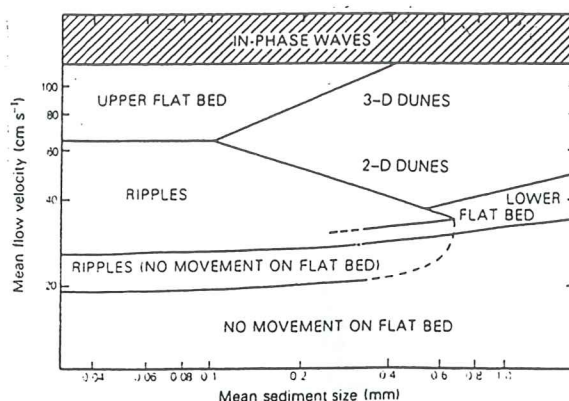


Fig. 24. Diagram som visar vilka bäddformer som bildas vid olika strömhastigheter (från Harms et al. 1975). Bäddformernas utseende är också beroende av kornstorleken på det avsatta materialet.

storleken i finsandsfraktionen. De korslaminerade lagren ligger mellan 8-11 m och mellanlagrar också planlamineringen. Lagren är ungefär 10-20 cm tjocka. Texturellt är lagren till största delen mellansandiga.

Tolkning av enhet B

Hela B-enheten består av fluviala sediment. Glacialtektoniken och relationen till under- och överlagrande enheter gör det sannolikt att sedimenten är avsatta i samband med en ny kavitetbildning.

Sedimentationen börjar med korsskiktade lager som ligger uppbyggda kring ett antal större block. Blocken härrör från underliggande morän i enhet A. Korsskiktningen är tolkad som att den utgör en bank som har vandrat in över blocken. I den norra delen av B-enheten avsätts samtidigt den komplexa sekvensen av rippel, planlaminering och korsskiktning vilket tyder på att strömmens hastighet och bottenmorfologin varierat vid avsättningen av de olika lagren. Det kan dock inte röra sig om några större fluktuationer eftersom sedimenten genom hela B-enheten är sandiga. Större strömstyrkor skulle ha eroderat och avsatt grövre material. Enligt Harms et al. (1975) (Fig. 24) är strömhastigheten vid avsättningen av de finsandiga rippelarna ungefär 30 cm/s medan den är 40 cm/s vid avsättning av de mellansandiga. Vid depositionen av planlamineringen närmar sig flödet hastigheten 1 m/s (Harms et al. 1975). Dessa tal är mycket approximativa eftersom Harms diagram bygger på att bäddformerna är bildade i en öppen kanal. Rent sedimentologiskt är det svårt att skilja en subglacial kavitetssedimentation från avsättning i en proglacial sjö. I detta fall rör det sig om i enhet A sannolikt om avsättning i ett kavitetssystem där det inte funnits någon fri vattenyta. Man får då ett annat värde på Froudes tal än vad som skulle ha varit fallet om det hade rört sig om en öppen kanal.

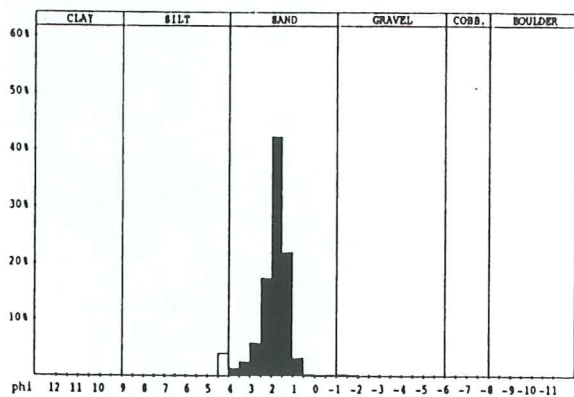


Fig. 25. Det korsskiktade lagrets fördelning av olika kornstorlekar.

Korsskiktningen som mellanlagrar planlaminingen i norr är tolkad som dyner eller mindre bankar. Det troligaste är att de representerar bankar. I söder avsätts efter den första bankformen ett siltlager vilket indikerar en tillfälligt minskande strömhastighet eftersom siltpartiklar har kunnat sedimentera ur suspension. När rippelenheten som överlagrar siltlagret avsätts ökar strömhastigheten igen.

De korsskiktade sedimenten ovanför indikerar ny bankuppbyggnad. De har en tydlig distal övergång till flackare och finsandigare laminae där

suspensionsmaterial har kunnat sedimentera. Paleoströmriktningen i dessa lager var i huvudsak nordvästlig (Fig. 23). Kontakten mellan A-tråggripplarna och banken ovanför är mycket skarp. Förekomsten av rippel samt den skarpa, vinklade kontakten mellan dessa och den ovanliggande korsskiktningen visar att strömhastigheten vid avsättningen varit låg. En bank har vandrat fram över botten med A-tråggripplarna. Efter avsättningen av banken så avtar strömhastigheten och silt som varit i suspension kan sedimentera på den tidigare aktiva banken.

4.3.3 Glacialtektoniken

Både normalförkastningar och överskjutningar förekommer i B-enheten. I söder finns två större överskjutningar där det norra "blocket" är höjt 7-8 cm i förhållande till det södra (Fig. 26).

Överskjutningarna syns i skärningen som siltfyllda sprickor som genomsätter den sandiga B-enheten. Det norra skjuvplanet som har en lutning på 28° mot OSO (104°; Fig. 27 och Tabell 4) börjar i den övre delen av A-enheten och når upp till gränsen för enhet D. Det södra skjuvplanet har en lutning på 34° mot SSO (173°; Fig. 27 och Tabell 4). Detta skjuvplan når en liten bit in i C-enheten.



Fig. 26. Den stora överskjutningen efter 14-16 m som sträcker sig genom hela B-enheten har förkastat det norra blocket uppåt i förhållande till det södra.

Normalförkastningarna finns främst i den norra delen där de enskilda lagren är vertikalt förkastade 2-3 cm i förhållande till varandra (Fig. 21). Normalförkastningarna i skärningens norra del kan ses som små strukturer i sönderbrutna ripplesekvenser i B-enheten mellan 8-14 m. Normalförkastningar är resultatet av en extension (Park 1989). Det är denna form av tektonik som har orsakat sönderbrytningen av rippellagren och samtidigt gjort att de primära lagringsstrukturerna blivit svårtolkade.

Tolkning av glacialtektoniken

Eftersom skjuvplanen når upp till C-enheten så måste tektoniken vara yngre än avsättningen av B-enheten. Dessutom indikerar detta att tektoniken måste haft samband med avsättningen av enhet C. I den centrala delen har det skett en kompression av B-enheten och utbildande av skjuvplan i enlighet med Hart & Boulton (1991).

Kompression vid en glaciärfront kan ge sig till uttryck i form av storskaliga veck och överskjutningar medan det sker en uttunning (extension) subglacialt. Hart & Boulton (1991) menar att kompressionen vid glaciärfronten orsakas av att det där inte finns något mottryck mot det tryck som glaciären utövar på sitt underlag. I skärningen sker

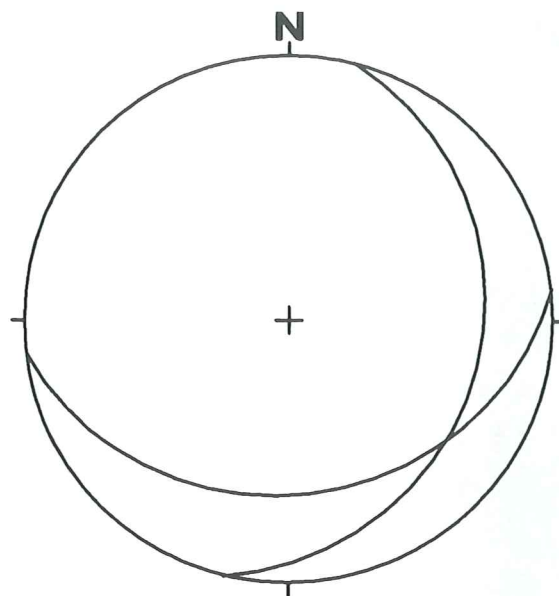


Fig. 27. Förkastningsriktningar uppmätta i de två förkastningar som genomtvärrar B-enheten.

kompressionen och överskjutningen när glaciären når fram till den punkt där kaviteten är öppen. I kaviteten finns inget mottryck mot isen vilket ger sig till känna i form av de två större överskjutningarna. Om subglacialt vatten inte kan passera

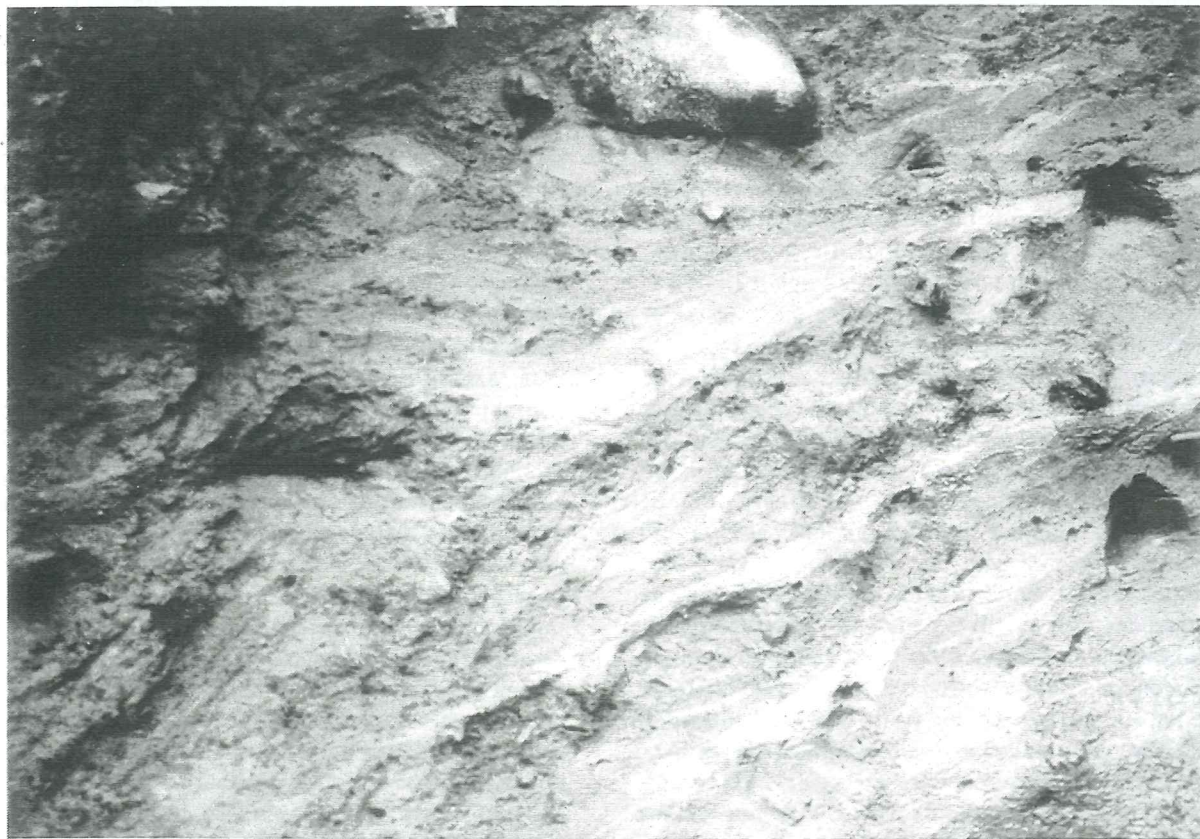


Fig. 28. Erosionsytan som skiljer C-enhetens lutande lager från D-enhetens plana. Erosionsytan går att följa norrut ända fram till den stora förkastningen mellan 14-16 m men den är som tydligast i den södra delen av enhet C. Notera skredstrukturerna i C-enheten strax under erosionssytan.



Fig. 29. C-enhetens norra del är ganska mellansandig. I enheten finns upplockade skikt av plankorslaminerat material från B-enheten.

genom akviferen, i detta fallet B-enheten, så kommer porvattentrycket att öka vilket minskar skjuvhållfastheten i materialet (Hart & Roberts 1994). Vid glacialkontakten kommer porvatten att tryckas ned genom den sandiga akviferen i B, men det kommer inte att kunna ta sig igenom den underliggande A-enheten med finkorniga sediment. Därför byggs det upp ett högt porvattentryck och materialet blir lättdeformerbart.

Förkastningarnas riktning 104° och 173° visar på ett riktat tryck från OSO och från SSO vilket visar att den lokala isrörelsen varit från dessa riktningar (Fig. 27). I samband med utbildandet av förkastningssprickorna förs kohesivt material från A-enheten upp i dessa sprickor.

4.3.4 Enhet C

Enhet C hittas endast i de södra delarna av skärningen från 16 m till 35 m. I de allra sydligaste delarna är C-enheten som mäktigast och den når där en tjocklek av 2.40 m. C-enheten sidolagrar enhet B i den norra delen fram till 22 m där B kilar ut. Kontakten mot B är skarp och erosiv längs hela kontaktytan. Längre söderut ligger C direkt på moränmaterial från A-enheten. Kontakten mellan C och A är skarp och en sten och gruserosionsrest indikerar att det förekommit erosion innan C-enheten avsattes. C överlagras av enhet D längs hela C-enhetens utsträckning. Gränsen mellan dem är

erosiv och i skärningens södra del finns en mycket tydlig erosionsyta i kontakten (Fig. 28). Mellan 19-20 m når den södra förkastningen (se Kap. 4.3.3) 25-30 cm upp i C-enheten.

Enheten skiljer sig åt mellan de norra och de södra delarna. I norr är C klart mellansandig och förhållandevis väl sorterad (Fig. 29). I enheten finns intraklaster av korslaminerad och planlaminerad mellansand liknande sanden som hittas i B. Lagren måste vara tjockare än de intraklaster som ligger i dem. Det innebär att lagren är mycket tjocka, maximalt 20 cm. Texturellt och strukturellt är C en siltig-finsandig, stratifierad diamikton. Det diamikta inslaget ökar också i sydlig riktning (Fig. 30).

Diamiktonen är uppbyggd av omväxlande fin- eller mellansand- och siltlager med variationer i det diamikta inslaget. Lagerlutningen är hög. Lutningen i den södra delen gav en maximal lutning på 27° mot SO (141°).

Söderut blir lagren alltmer finsandiga och det diamikta inslaget ökar också. De diamikta lager som finns har emellertid en mycket låg halt av större klaster. På ett antal ställen i den södra delen finns det ändå en del större stenar liggande i enheten. Lagren i denna del av skärningen är genomgående 2-3 cm tjocka.

I den allra sydligaste delen av skärningen återfår C-enheten det utseende som den hade i den norra delen. Den är här mellansandig och väl sorterad. Här finns också deformerade lager med erosiva



Fig. 30. De södra delarna av C-enheten har en högre halt av diamikt material än de norra.

kontakter till omgivande lagerenheter (Fig. 28). Partikelorienteringen i de diamikta lagren i den södra delen var uttalat ($S_1=0.789$) sydostlig (120°) (Fig. 31 och Tabell 2).

Tolkning av enhet C

Den växellagring som finns i enhet C mellan sorterade sandiga sediment och diamikta sediment indikerar att det är fråga om gravitationsavsatta sediment (Dardis & McCabe 1987). Dardis & McCabe (1987) ställer upp flera kriterier för att tolka ett sediment som avsatt genom sedimentströmmar t. ex graderade lager, intraformationella lager i form av sand-, silt- och lernoduler, matrixstödda lager och ojämn lagertjocklek på lutande ytor. En del av de nämnda kriterierna stämmer väl överrens med utseendet på C-enheten. Intraformationella lager av korsskiktad mellansand förekommer i norr, lagren är till största delen matrixstödda samt växellagring mellan diamikta och sorterade sediment förekommer genom hela sekvensen. Det faktum att enhet C har en ganska stark lutning (maximalt 27° mot sydost) styrker denna tolkning. C-enheten sidolagrar enhet B vilket innebär att den avsatts efter sanden. Att de första gravitationsavsatta sedimenten är så sandiga och väl sorterade beror på att glaciären skjuvat sandiga lager från enhet B med sig.

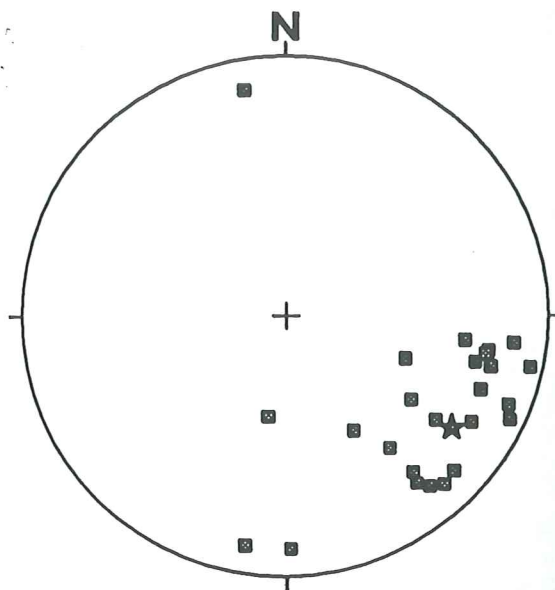


Fig. 31. Partikelorienteringen för C-enheten.

Denna sand har i ett mobilt bottenstikt skjuvats av glaciären fram till den kavitetsslutning som byggts upp under avsättningen av B-enheten. När materialet når fram till slutningen i den vattenfyllda kaviteten så rör det sig nedför denna som en flytlob. Den minimala tjockleken är lika med tjockleken på de omlagrade sedimentstycken från B-enheten. I detta fall är intraklasterna 20 cm mäktiga vilket innebär att flyttenheterna måste ha varit minst lika tjocka.

Med utgångspunkt från detta kan också vattenhalten i flytloben uppskattas (Lawson 1979). En tjock flyttenhet innebär en låg vattenhalt. Följaktligen har vattenhalten vid avsättningen av en del lager varit låg.

Anledningen till att flyttenheten är mer diamikt i den södra delen är troligen den att det har smält ut material från den ovanliggande isen. Här har således mer material från isen smält ut än i den norra delen, sedan deformerats tillsammans med den skjuvade B-enheten och tillslut deponerats i form av flytlobar nedför kavitetsslutningen. Dessutom kan en förändring i glaciärens lokala tryckriktning medföra att B-enheten inte eroderas och deformerar i samma omfattning som tidigare. Vattenhalten i flyttenheten har med stor sannolikhet varit högre än i den norra delen indikerat av att lagertjockleken endast är 2-3 cm. De större klaster som ligger jämnt fördelade i C-enhetens södra del är tjockare än de lager som de ligger i. Därför är de troligen utsmälta från ett ovanliggande istak som s k droppstenar (Thomas & Connell 1986).

Det hela resulterar i en växellagring mellan sorterade sandlager och diamikta lager. Mellan 26-35 m kan de bildade sedimenten benämnas flytmorän.

De mer mellansandiga och sorterade flyttenheterna längst bort i den södra delen av skärningen kan även de vara orsakade av förändringar i gla-

ciärens lokala tryck- och deformationsriktningar. Om glaciärens tryckriktning ändras något kan åter B-enheten eroderas och deformeras i stor omfattning.

På ett flertal ställen finns indikationer, i form av erosiva lagergränser, på att det avsatta materialet har redeponerats ytterligare en gång. Skredrörelserna i kavitetsslutningen vid 30-35 m har medfört starkt deformerade lager (Fig. 28). Eyles *et al.* (1984) beskriver postdepositionell resedimentation i glaciömarin miljö som den viktigaste orsaken till uppkomsten av stratifierade diamiktoner. Generellt sett är det inte så i C-enheten. Här finns inga direkta erosiva gränser vilket skulle ha varit fallet om resedimentation hade skett. Undantaget är de just nämnda skredstrukturerna som hittas överst i enhet C och som är orsakade av en alltför snabb deposition av flytenheter med en hög vattenhalt och att de därför är instabila i den slutning de ligger i (Eyles *et al.* 1984).

Det plan som klipper av de lutande lagren i enhet C är i det närmaste subhorisontellt och tolkas som basalkontakten där glaciärisen glidit på underlaget. Isen fortsätter dock hela tiden att skjuva fram materialet som successivt fyller igen kaviteten.

4.3.5 Enhet D

D-enheten består av diamikta sediment, både stratifierade och massiva. Den har kunnat studeras i skärningens hela längd utom i den allra sydligaste delen (34-36 m).

Enheten har undre kontaktyta mot tre enheter, A-enheten längst i norr (0-6 m), B-enheten i den centrala delen (6-28 m) och C-enheten i söder (28-34 m). Den överlagras hela vägen av en E-enhet med varierande mäktighet. Den undre kontakten är utbildad som en plan erosionsyta. Den övre kontakten är också erosiv, men har istället en ojämn och undulerande yta. D-enheten är 1.7 m mäktig i den norra delen (5-6 m) och är i övrigt omkring 1.5 m tjock.

Tre underenheter finns (D1-D3) där de båda undre enheterna D1 och D2 är diffust stratifierade. Skillnaden mellan dem ligger i halten av diamikt material vilken är mycket högre i D2 än i D1. D3 är i huvudsak en massiv, sandig siltig diamikton. Gränserna mellan de tre enheterna är förhållandevis skarpa och kan identifieras genom hela skärningen.

Stratifierad diamikton, D1

Den diffust stratifierade diamiktonen D1 har en varierande mäktighet. Den börjar ungefär vid den stora förkastningen (16-18 m) och når sin största

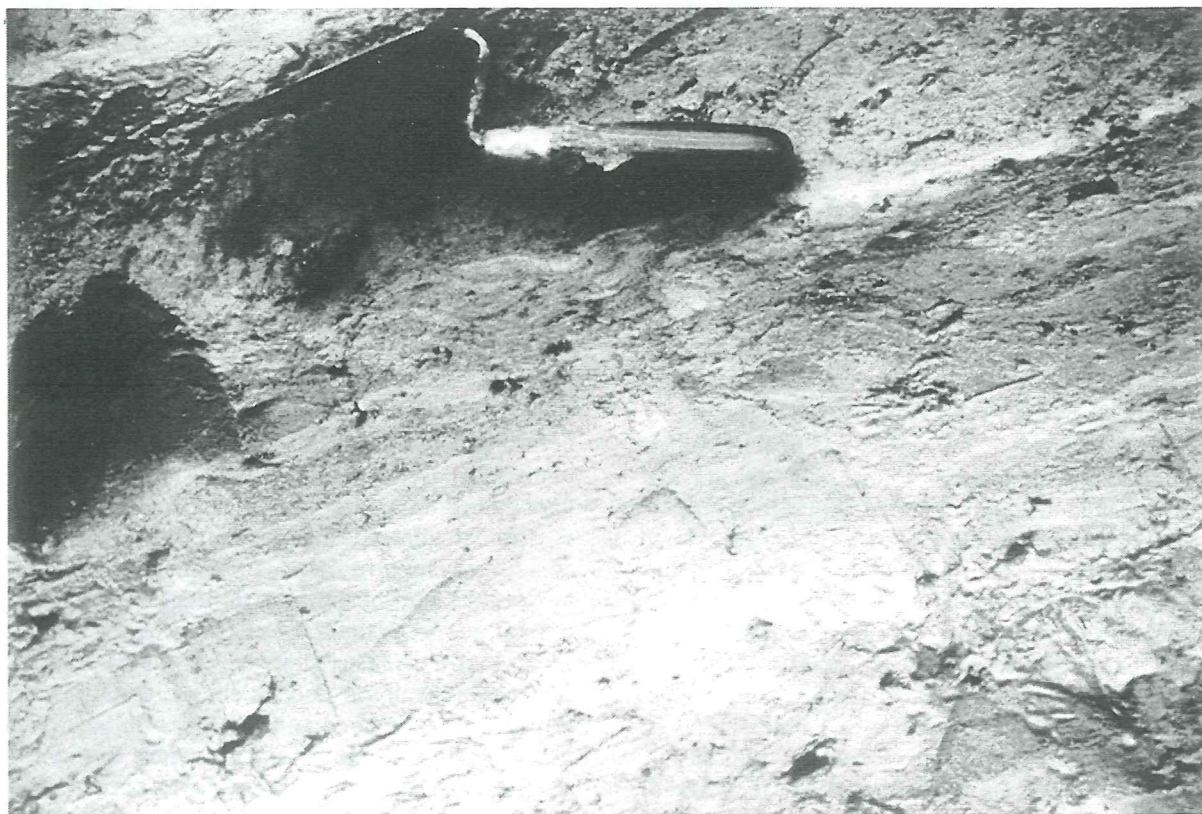


Fig. 32. D1 är relativt välsorterad och har sin medelkornstorlek i mellansandsfraktionen.

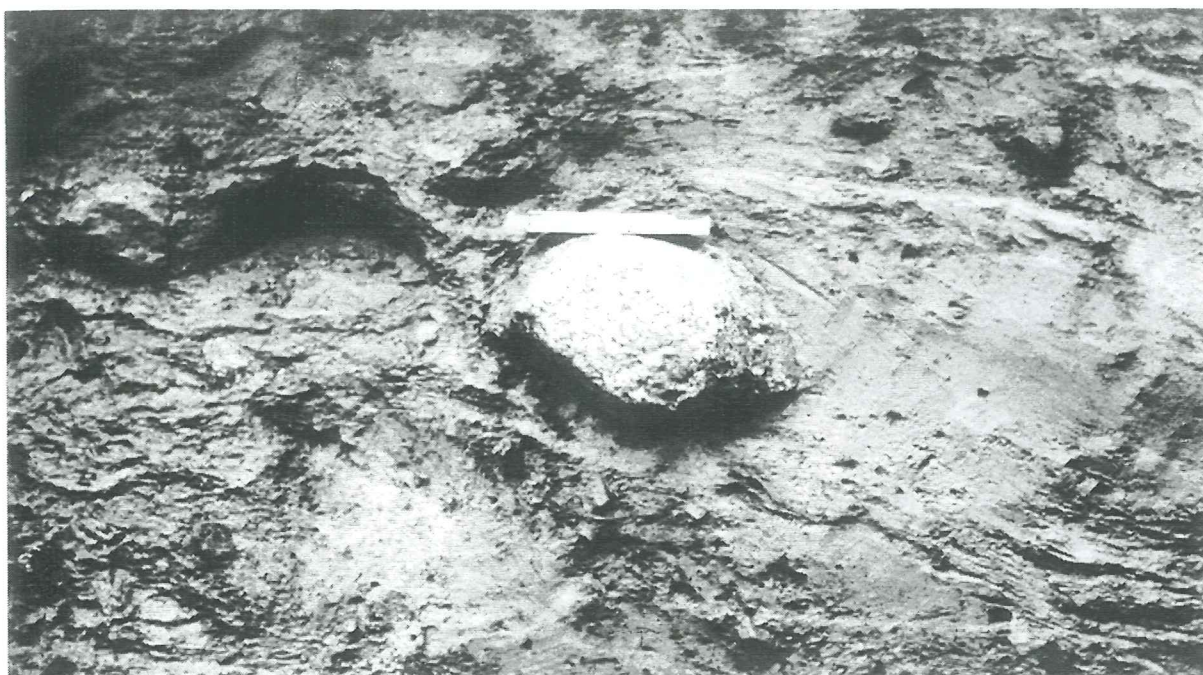


Fig. 33. Deformationsmorän i den undre delen av enhet D med mycket sorterat material upplockat från B-enheten.

mäktighet efter 20 m där den är 1.0 m mäktig. Längre söderut tunnar enheten åter ut och i skärningens sydligaste del är den 0.30 m tjock.

Gränsen mot den underliggande C-enheten är mycket skarp och erosiv och kan i den södra delen ses som en erosionsyta där de starkt lutande lagren i enhet C klipps av ett nästan horisontellt plan (4° mot OSO 128° ; Fig. 28). Enheten är diffust stratifierad med cm-tjocka sliror som är deformerade och sönderbrutna.

D1 är starkt matrixdominerad med enstaka större klaster framförallt i grusfraktionen i ett väl sorterat mellansandigt matrix (Fig. 33). Större klaster är slumpmässigt fördelade i sedimentet. Block-, och stenhalten är mycket låg.

Tolkning

D1 liknar C-enheten texturellt. Vid tolkningen av enhet C drogs slutsatsen att materialet innan masstransporten härstammade från B-enheten och att det hade skjuvats fram subglacialt.

Hart & Roberts (1994) skiljer på två typer av stratifierade sediment bildade genom subglacial deformation. De kan antingen vara resultatet av aktiv utsmältning eller så kan de vara tidigare avsatta sediment som inkorporeras i diamiktonen som sliror. Vid låga effektiva normaltryck (ofta p g a höga porvattentryck) så avsätts materialet genom subglacial deformation medan det vid höga effektiva normaltryck avsätts material genom aktiv utsmältning. Eftersom de rådande effektiva normaltrycken är låga i en kavitet så får det antagas att subglacial deformation varit fallet.

D1 representerar själva skjuvskiktet och avlagras direkt i samband med skjuvningen. De större klaster som finns i sedimentet har precis som i C-enheten smält fram ur glaciärbasen och ger vid den subglaciala skjuvningen enhet D1 dess diamikta utseende.

Stratifierad diamikton, D2

Denna hittas mellan 0-18 m och mellan 27-35 m. Den är som mäktigast i den norra delen och mellan 7-8 m är den 1.10 m tjock. D2 överlagrar B-enheten i den norra delen och D1 i den södra. Kontaktarna nedåt är mycket tydliga och där D2 överlagrar B är kontakten klart erosiv vilket kan ses som att de korslaminerade och planlaminerade lagren i B är avklippta av D2.

Texturellt är enheten en siltig, sandig diamikton med en ökande silthalt uppåt i sekvensen och mot norr (Fig. 34). Maxpartikelstorleken ligger kring 20 cm och block-, och stenhalten är betydligt högre än i D1.

Enheten är uppbyggd av mm-cm tjocka sliror av omväxlande sand och diamikt material. (Fig. 35). Detta ger D2 ett stratifierat utseende. Ställvis finns det 10 cm tjocka linser av korslaminerad eller planlaminerad sand "inbakade" i diamiktonen framförallt i enhetens undre del. I den norra delen av D2 är slirorna inte sandiga utan snarare siltiga.

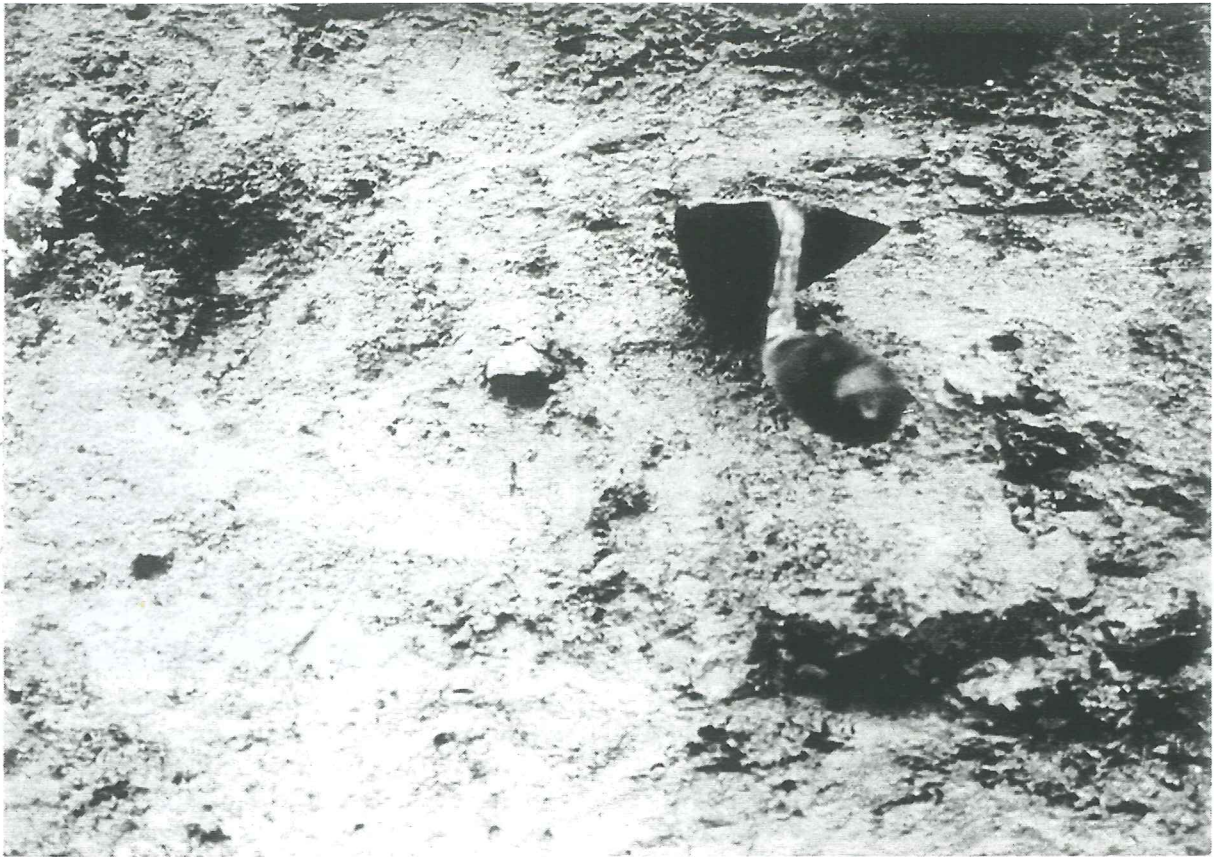


Fig. 34. Enhet D2 uppvisar ett större diamikt inslag än enhet D1.



Fig. 35. Den stratifierade diamiktonen D2 har sliror av sorterat material inlagrade framförallt i den undre delen.



Fig. 36. Enhet D3 innehåller mer finmaterial än D1 och D2 men är betydligt grövre än moränen i A-enheten.

Tolkning

Tolkningen för D2 är ungefär densamma som för D1 d v s att sedimentet har skjuvats subglacialt. Det diamikta inslaget är dock mycket större vilket beror på att glaciären i mindre utsträckning eroderat i de sandiga sedimenten i B-enheten och istället i högre utsträckning fått sitt material direkt från glaciärbasen där partiklar smälta ut genom aktiv utsmältning. De utdragna slirorna av finsand och mellansand som finns i D2 är karakteristiska för bottenmorän (Dreimanis 1988). Att slirorna är siltiga i den norra delen kan bero på att lerigt och siltigt material från A-enheten har skjuvats fram i denna del.

Massiv diamikton, D3

Enhet D3 har en utsträckning genom hela skärningen. I den norra delen är den som mäktigast och är metertjock mellan 9-10 m. I övrigt har den en ganska konstant tjocklek kring 0.60-0.80 m. I den allra sydligaste delen är D3 endast 0.20 m mäktig.

D3 är siltigare än både D2 och D1. Matrixmassan får betraktas som sandig silt.

Strukturellt är enheten i det närmaste fullständigt massiv med en tät packningsgrad (Fig. 36). I den norra delen mellan 5-7 m finns dock ett silt-skikt inlagrat i den massiva diamiktonen. Skjuvstrukturer är mycket vanliga och enheten har en uttalad fissility.

Sten-, och blockhalten är avsevärt högre än i de undre D-enheterna. De största blocken mäter 2 m i diameter vilket saknar motsvarighet i övriga diamikta enheter i skärningen. Andelen stora partiklar ökar också uppåt i enhet D3. Både kantiga och kantavrundade partiklar finns. Bergartsanalysen indikerade en hög halt av den lokala berggrunden, Karlshamnsgranit (50%, Tabell 1).

Partikelorienteringen är relativt tydlig ($S_1=0.692$ respektive $S_1=0.661$), men de visar på olika partikelorientering ($182^\circ/7^\circ$ och $136^\circ/25^\circ$) med en S och en SO komponent (Fig. 37 och Tabell 2). De sydliga orienteringarna finns framförallt i enhetens översta del.

Tolkning

D3 är tolkad som en bottenmorän p g a sin massiva struktur och dess täta packningsgrad. Den fissility som finns visar också att det förekommit subglacial skjuvning. De utdragna slirorna (eng. soft sediment smudges) indikerar deposition genom aktiv utsmältning (se enhet A1 och A5).

Till skillnad från avsättningen av D1 så dominerar moränen av material som funnits i botten av isen. Den höga halten av Karlshamnsgranit (48%) visar att det mesta materialet har plockats upp i närområdet och andelen långtransporterat material är lågt (Tabell 1).

Den sydliga partikellutningen i den övre delen av D-enheten är mycket svår att förklara som en

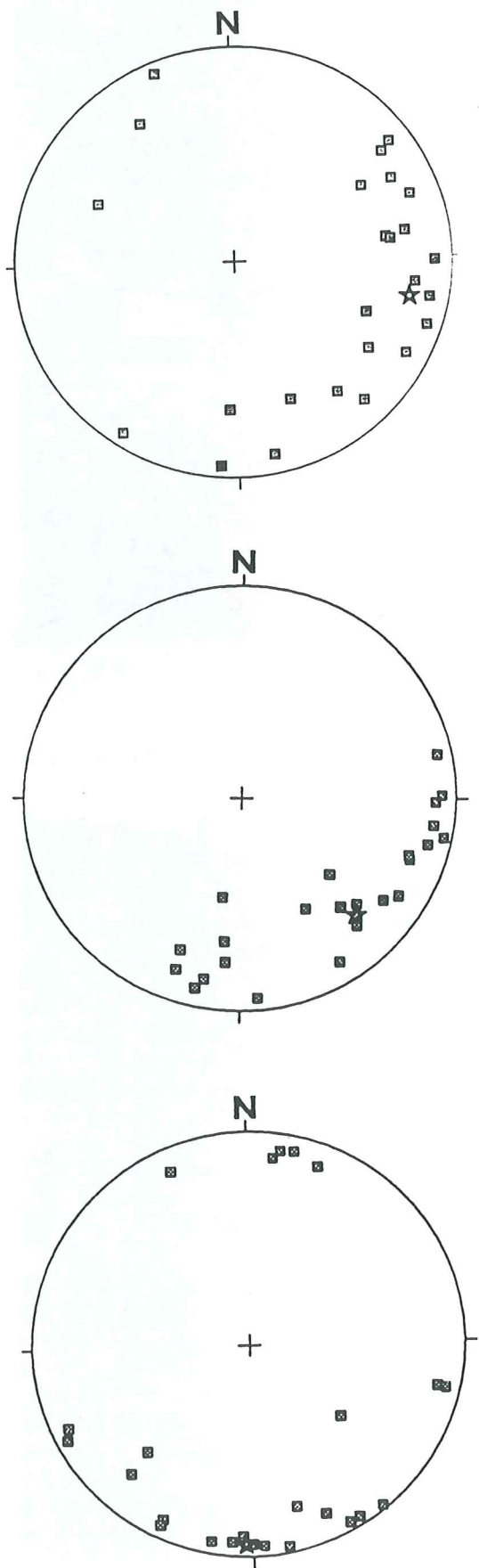


Fig. 37. Partikelorienteringen i D3 visar på ett omslag från SO i botten till S i toppen.

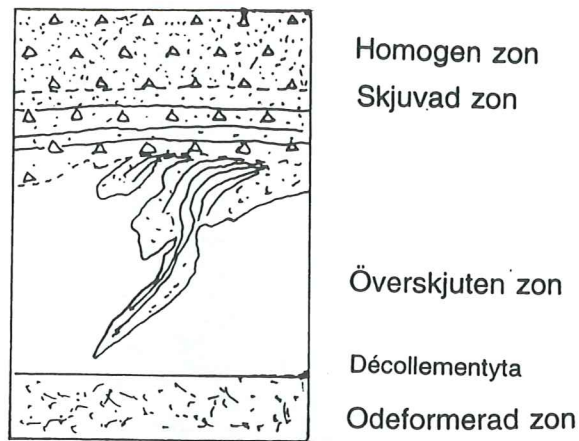


Fig. 38 Diagram med zonindelning baserad på deformationens omfattning (efter Hart & Boulton 1991).

sydlig isrörelseriktning. Det finns inga berggrundshinder som skulle kunna avlänsa isrörelsen 180° från den regionala. Det får därför antagas bli med stöd av det upplockade bergartsmaterialet (mycket nordlig Karlshamnsgranit och lite eller ingen kustgnejs) att isrörelsen varit nordlig och att det är den branta läsidesslutningen som har fått partiklarna att luta mot söder.

Sammanfattande tolkning av enhet D

Efter det att de subakvatiska flytprocesserna verkat i kaviteten vid avsättningen av enhet C krymper kaviteten och glaciären kommer i kontakt med sitt underlag. I samband med detta bildas det erosionsplan som kan ses klippa av den underliggande C-enheten. Isen har eroderat delar av det sorterade materialet i enhet B i den norra delen och skjuvat det till de mer distala delarna av kaviteten. Den sand som hittas underst i enhet D1 mellan 32-39 m är således en deformationsmorän (Hart & Boulton 1991). Hart & Boulton (1991) indelar det deformerade materialet i tre zoner där deformationen avtar nedåt i de deformerade sedimenten (Fig. 38).

Den överskjutna zonen (Fig. 38) innebär minst deformation. Sedimentära strukturer förskjuts där i deformationsriktningen. Exempel på detta finns i skärningen mellan 30-35 m där de gravitationsavsatta sedimenten i C-enheten har en alltför kraftig lutning mot SO. Här har sedimenten således skjuvats med i deformationen. Längre upp finns en skjuvzon där ursprungliga strukturer är deformerade och utdragna i sliror så att man får en stratifierad diamikton (Hart & Boulton 1991). Denna zon motsvaras i skärningen av den stratifierade diamiktonen i enhet D1. D1 representerar den subglaciala materialtransporten fram till kaviteten och bildar sedan de sedimentströmmar i kavitetslutningen som representerar enhet C. Längst upp är

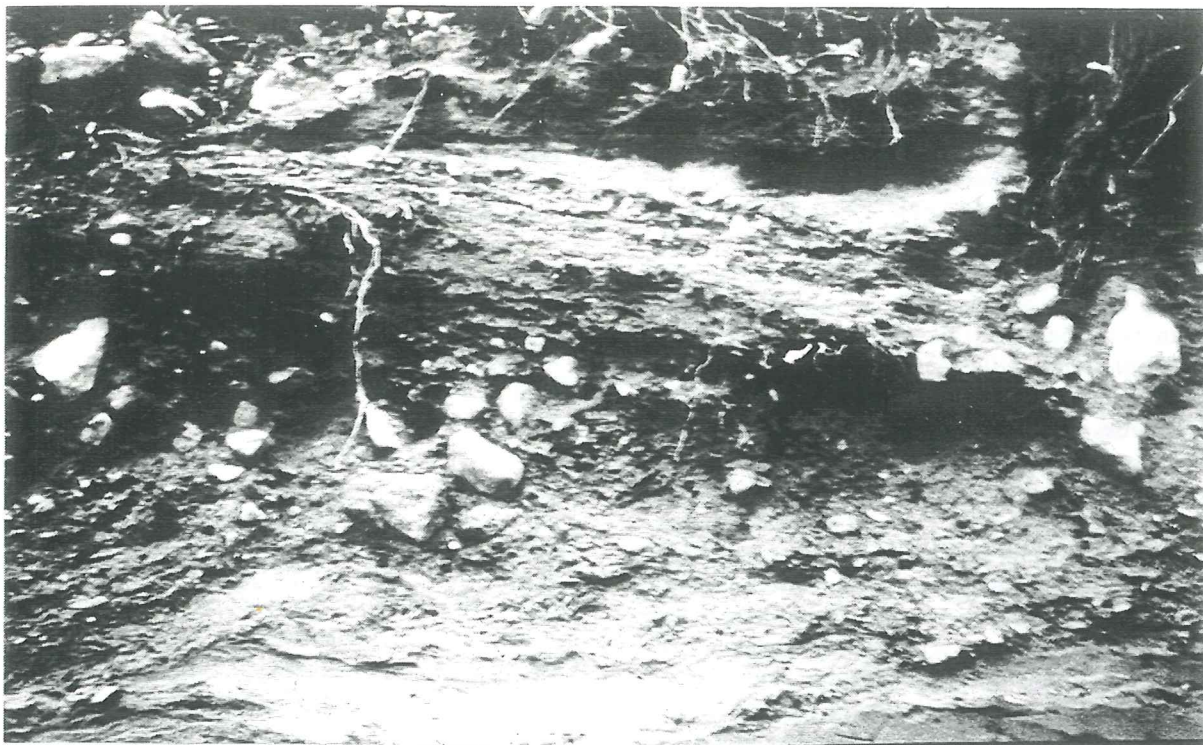


Fig. 39. E-enhetens läge i förhållande till den underliggande D-enheten. E förekommer längs nästan hela skärningen, men är mäktigast där den ligger i svackor i enhet D.

sedimenten genomdeformerade och homogeniserade i den sk homogena zonen (Hart & Boulton 1991).

Efter deformationen börjar av glaciären upplockat material att smälta ut aktivt. Till en början blandas materialet med sand från B-enheten vilket förklarar varför de undre delarna av D är så sandiga. När glaciären börjar erodera i moränmaterial eller ren berggrund får enheten en mer diamikt karaktär där sten- och block börjar uppträda. Den höga halten av Karlshamnsgranit i grusfraktionen visar att det upplockade materialet har en lokal prägel. D-enheten avslutas med en bottenmorän och en nordlig tryckriktning vilken utgör den regionala isrörelsen.

4.3.6 Enhet E

Denna enhet utgör markyta längs hela skärningen förutom i den allra sydligaste delen där enhet D når ända upp till markytan. E är som mäktigast där den ligger i svackor i den underliggande D3 (12-14 m och 24-25 m). Mäktigheten varierar mellan 0.80 m vid 12-15 m till 0.10 m i den södra delen. Gränsen mot D-enheten är skarp och undulerande erosiv (Fig. 39).

E-enheten utgörs av sorterat klasterstött massivt och stratifierat grus, ställvis något sandigt (Fig. 40). I den översta delen av E-enheten övergår gruset i sand. Sten- och blockhalten är hög i den undre delen av E.

Gruset är massivt, men en tydlig stratifiering finns i svackorna där grus- och finstenlager mellanlagras varandra. Ställvis har gruset ett diamikt inslag. Det tunna sandlager som överlagras gruset är överallt i skärningen massivt.

Tolkning av enhet E

E är tolkad som svallmaterial på grund av dess höga halt av sten-, och block samt att lagertjockleken är störst i svackor i den underliggande moränen.

Det faktum att svallning förekommer indikerar att området har legat under högsta kustlinjen vid tiden för deglaciationen.

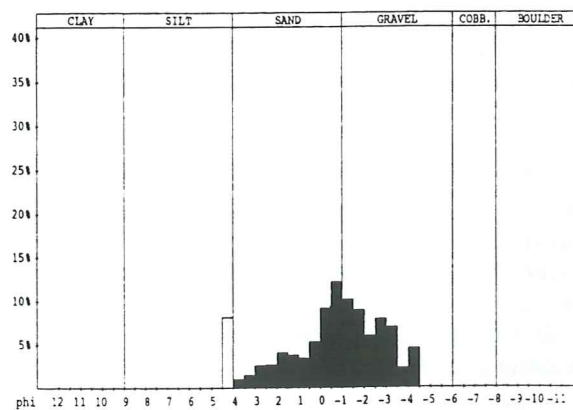


Fig. 40. Kornstorleken för E-enheten.

5 Diskussion

De olika enheterna A-D skiljer sig åt sedimentologiskt. Ett stort antal processer har varit verk samma vid avsättningen av sedimenten i skärningen.

Depositionsprocesserna alternerade mellan avsättning från en aktiv glaciär, avsättning av flytmorän och andra sedimentströmmar, avsättning från turbiditer i stillastående vatten och fluvial sedimentation i strömmande vatten. Snabba och upprepade variationer i sedimentationen blir mycket svåra att förklara om det rör sig om avsättning i olika miljöer. Den fluviala sedimentationen, sedimentströms- och turbiditavsättningen skulle då ha ägt rum proglacialt medan moränerna bildade av en aktiv is skulle ha deponerats subglacialt. De många glaciärkontaktarna indikerar ett scenario där glaciären skulle ha ryckt fram och dragit sig tillbaka upprepade gånger. Denna tolkning har bedömts som föga trolig.

En subglacial miljö med upprepade öppningar och slutningar av kaviteter och snabba variationer i sedimentologin är den enda sedimentationsmiljö i vilken alla de tidigare nämnda processerna kan ha skett.

5.1 Kaviteitsbildning

För att en kavitet skall kunna utbildas krävs det först och främst ett hinder av något slag antingen en bergkärna eller en sedimentkärna i isens väg.

Runt detta hinder finns normaltrycksvariationer mellan stöt-, och läside. Det effektiva normaltrycket (σ') är det tryck som isen utövar på sitt underlag. Trycket är avhängigt isens densitet, isotjockleken och eventuell förekomst av porvatten i isen (Boulton 1974).

$$\sigma'_{nx} = (\rho_i g h) - u, \text{ där} \quad (I)$$

σ'_{nx} = medelvärdet för det effektiva normaltrycket; ρ_i = glaciärens densitet; h = glaciärens tjocklek; u = porvattentrycket.

Såvida isen inte rör sig över ett fullständigt plant underlag så varierar normaltrycket längs isens väg. Över ett bäddhinder kan man då räkna ut ett medelvärde för det effektiva normaltrycket.

Det effektiva normaltrycket varierar över bäddhindret. På stötsidan är värdet högre än σ'_{nx} och på läsidan är det lägre. På toppen av hindret är den effektiva normalspänningen densamma som medelvärdet på den effektiva normalspänningen.

Den effektiva normalspänningen fluktuerar över hindret på följande sätt:

$$\sigma'_n = \sigma'_{nx} + \Delta P, \text{ där} \quad (II)$$

ΔP = tryckförändring över hindret.

Tryckförändringen kan i sin tur bestämmas genom formeln:

$$\Delta P = (a/\lambda^2 2 \pi^2)^{1/2} \eta V_i K, \text{ där} \quad (III)$$

a/λ = formkvot (amplitud/längd för hindret); η = viskositeten för isen; V_i = isrörelsehastigheten; K = materialkonstant.

Eftersom σ'_n är större än σ'_{nx} på stötsidan så blir ΔP positivt. På läsidan är det således tvärtom.

Kaviteter öppnas när absolutvärdet för ΔP överstiger medelvärdet för det effektiva normaltrycket σ'_{nx} (Boulton 1974). Då ΔP på läsidan är negativt blir det effektiva normaltrycket $\sigma'_n = 0$ (formel II). I princip gäller att ju större normalspänningsskillnader ΔP desto lättare kaviteitsbildning (Boulton 1982). Eftersom σ'_n når sina lägsta värden på läsidan av kaviteten är det här som kaviteitsbildning lättast sker.

Vilka faktorer underlättar uppkomsten av subglaciala kaviteter? En tunn is (lågt värde på h) (formel I) minskar värdet på σ'_{nx} så att σ'_n lätt når nollvärdet på läsidan av en berghäll (formel II). Kaviteter favoriseras också av om det finns subglacialt vatten t. ex i redan bildade kaviteter. Porvattentrycket reducerar medelvärdet för det effektiva normaltrycket σ'_{nx} . När smältvatten bildas och rör sig vid basen av glaciären utbildas friktionsvärme mellan isen och vattnet (Walder 1986). Den sistnämnda processen är självfallet mest effektiv när det rör sig om starkt strömmande vatten. Smältningen är dock alltid underordnad glidningen som en kaviteitsreglerande faktor.

I huvudsak två faktorer påverkar värdet på ΔP så att kaviteitsbildning förenklas eller försvåras (formel III). En hög formkvot a/λ och en hög isrörelsehastighet påverkar kaviteitsbildning i positiv riktning (att formkvoten är hög innebär att bäddhindret är högt i förhållande till sin längd) (Boulton 1974) (Fig. 41).

Sammanfattningsvis fås lättast kaviteter på läsidan av en hög, brant berghäll vilken överglids av en tunn is med hög isrörelsehastighet.

Porvattentrycket kan dock spela en mycket viktig roll i det här sammanhanget. Detta påverkar det effektiva normaltrycket. Under smältsäsongen (vår-försommaren) då kaviteten pga en intensiv smältning kanske vattenfylles så minskar det effektiva normaltrycket (formel I). Då hålls kaviteten lättare öppen p g a att övertrycket från glaciären möts av ett mottryck från vattnet i kaviteten (Boulton 1982). På vintern kan kaviteten ibland slutas pga en minskad smälttakt och således också i förlängningen ett högre effektivt normaltryck. Ka-

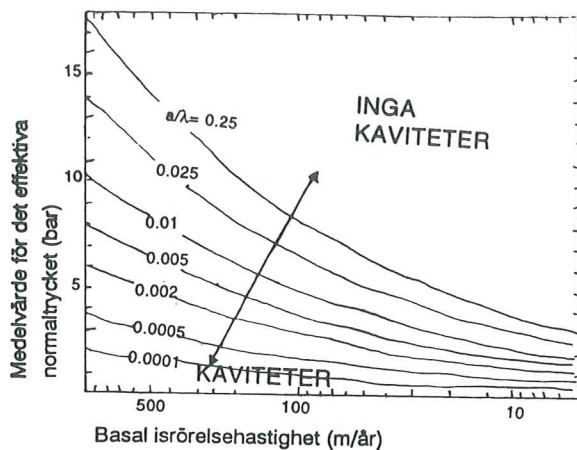


Fig. 41. Uppkomst av subglaciala kaviteter vid olika värden på medelvärdet på det effektiva normaltrycket (σ'_{nx}), den basala isrörelsehastigheten (V_i) och formkvoten (a/λ) (efter Boulton 1982).

viteter är i regel även stängda på sommaren p g a att tunnelsystem då är utbyggda vilket medför en bättre dränering av det subglaciala vattnet. När dräneringen blir bättre minskar porvattentrycket och kaviteten kan stängas på nytt.

5.2 Utveckling av dränerings-system för smältvatten i sammanlänkade kaviteter

Vattenfyllda kaviteter kan förekomma i form av både autonoma magasin samt som ett nätverk av sammanlänkade kaviteter (Paterson 1994). Om kaviteten är en del av ett nätverkssystem kan det komma in strömmande vatten i kaviteten. Strömmande vatten kan inte fås i en enskild kaviteten utan man måste då ha ett system av sammanlänkade kaviteter mellan vilka smältvattnet kan rinna sk "en echelon rows" (Paterson 1994). Sammanlänkade kavitetsystem är något som förekommer mycket ofta i deglaciationssituationer. Hur utvecklas ett sådant system? Det finns arbeten utförda av Willis *et al.* (1990) på Midtdalsbreen i Sydnorge där man använde sig av bläckexperiment.

Med utgångspunkt från experimentet gjorde sedan Willis *et al.* (1990) en modell för hur kavitetsystemet utvecklas. Experimenten visade att det inte fanns någon strömföring alls under vinterhalvåret, men att den började utvecklas fram mot försommaren. I början av ablationssäsongen var kavitetsystemet dåligt utbyggt med ett antal ej konnekterade kaviteter vilket innebar en lång magasineringsperiod. Längre fram mot sommaren ökade strömhastigheterna och vattentrycket så mycket att ett väl utvecklat sammanlänkat kavitetsystem utbildades. Om strömföring och vat-

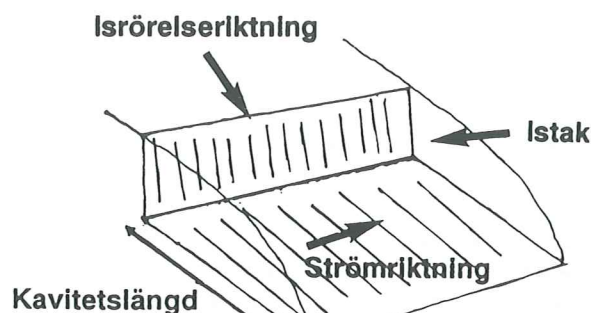


Fig. 42. Kavitetsgeometri där vattenflödet i kaviteten relateras till isrörelseriktningen. Notera att vattenflödet ligger transversellt mot isrörelseriktningen (efter Walder 1986).

tentryck ökade ytterligare så kom mynningarna mellan kaviteterna att växa så mycket att ett multipelt tunnelsystem bildades (Kamb, 1987). Ett sådant system är instabilt och utvecklas snabbt till ett system med få, men stora kanaler (Röthlisberger, 1972). Tryckgradienten i ett tunnelsystem är omvänt proportionell mot strömflödet och efter-

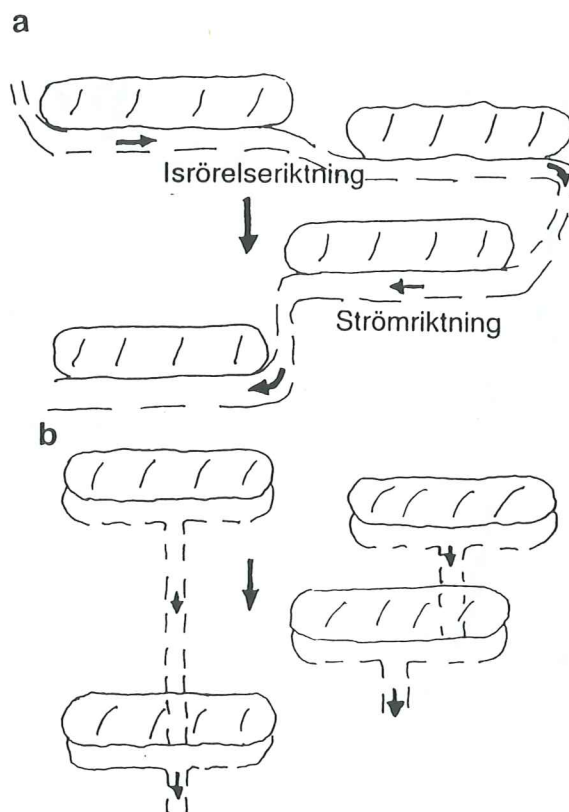


Fig. 43. Den övre figuren (a) visar den stabila dräneringssituationen där högtrycksregioner undviks. Den undre figuren (b) däremot visar hur dräneringen sker vid höga strömstyrkor då det förutom kaviteter även finns subglaciala kanaler som dränerar bort smältvattnet. Figur a redovisar den stabila dräneringssituationen (efter Walder 1986).

som en stor tunnel har ett lägre tryck än en liten så kommer den att dra vatten från den mindre (Paterson 1994). Följden blir att stora tunnlar växer på bekostnad av små.

Walder (1986) menar att dräneringen i ett subglacialt kavitetssystem alltid sker vinkelrät mot berg- eller sedimentkärnans längdriktning (Fig. 42). Orsaken till detta är att högtrycksregioner i bädden undviks t. ex. hållarnas stötsidor (Fig. 43). Följden blir ett kavitetssystem där allt smältvatten transporteras mellan områden med tryckskugga d v s mellan läsidorna.

Undantaget är ett stadium av mycket hög strömföring då dräneringen istället sker parallellt med drumlinkroppen sk superkavitation (Dardis & Hanvey 1994). Detta fås ofta i inledningsskedet av

en dränering då stora uppdämda smältvattenmassor skall passera kaviteten. I den avtagande fasen dräneras vattnet vinkelrät mot drumlinens apex och således också vinkelrät mot isrörelseriktningen.

McCabe & Cofaigh (1994) dokumenterade sedimenten från en stor subglacial kavitet. Sedimenten i skärningen visar tecken på att ett inkommande subglacialt vattendrag har haft en retarderande strömhastighet. Sedimentationen i sjön avslutas med sedimentströmmar innan glaciären kommer i kontakt med underlaget. Kavitetssedimenten är där till viss del analoga med Järnavikskaviteten där enhet B-sediment (strömavsatta sediment) överlagras av enhet C-sediment innan glaciären når underlaget.

6 Miljötolkning

6.1 Förutsättningar för utbildning av subglaciala kaviteter i området

Vid platsen för den undersökta skärningen ligger ett stort berggrundshinder ett femtiotal meter i nordlig riktning. Den stora granithällen är uppskattningsvis 15 m hög och är inte särskilt utbredd i sin längdriktning. Berghällen har således en hög formkvot, vilket försvårar för glaciärisen att nå ned till sitt underlag på läsidan.

De övriga faktorerna som underlättar utbildandet av kaviteter är tunn is, hög isrörelsehastighet och ett högt porvattentryck.

Detta kan motsvara de förhållanden som finns i en deglaciationssituation. När deglaciationen sätter igång så tunnas isen ut vilket minskar isens plasticitet. Höga isrörelsehastigheter hänger ofta samman med en stor smältvattensproduktion vid basen av glaciären, också ett fenomen som uppträder vid isavsmältningar. Att isrörelsehastigheten har varit hög i detta fall är troligt eftersom isen drog sig tillbaka längs en kalvande isfront i Baltiska issjön (Björck & Möller 1987).

Den höga smältvattenproduktionen medför också att alla befintliga kaviteter fylls med vatten. Nya kaviteter utvecklas också till följd av det minskade effektiva normaltrycket. Ett högt porvattentryck i allmänhet ser också till att hålla befintliga kaviteter öppna.

Det har med all säkerhet varit ganska höga porvattentryck i området. HK i Blekinge ligger omkring 65 m ö h vilket indikerar en hög grundvattentyta när isen avsmälte från platsen i början på smältsäsongen innan tunnelsystemen nått full kapacitet.

Slutsatsen blir således att förutsättningarna för kavitetsbildning i Järnavikstrakten och framförallt i området vid skärningen är mycket goda i en deglaciationssituation. Vid avsmältningen av den senaste Weichselisen uppfylls alla de kriterier som krävs för att större subglaciala kaviteter skall bildas.

6.2 Miljötolkning av enhet A och diskussion kring isrörelser vid skärningen

Kombinationen av sediment i A; bottenmoräner, flytmoräner och turbiditer samt glacialtektoniken visar att det måste ha funnits en kavitet på platsen som öppnat och slutit sig med jämna mellanrum (Fig. 45). Dessutom talar även de många basalkon-

takterna för detta där det ibland har avsatts en basalmorän samt de många underenheterna med vattenavsatta sediment.

Ett troligt scenario är att kaviteter har öppnat och slutit sig efter säsongsmässiga variationer i smältvattensproduktionen och isrörelsehastigheten. På detta sätt kan det gå att beräkna avsättningstiden för enhet A. I enheten finns det sex nivåer med basalkontakt vilket skulle kunna indikera sommarstängning av kaviteten. Avsättningen skulle om detta antagande är riktigt ha tagit sex år. Eftersom det inte finns några strömstrukturer i enheten så måste vattnet i kaviteten varit stillastående.

Kaviteter utbildas nästan uteslutande på läsidan av berggrundshinder så det får antagas att skärningen också ligger i läsidsläge. Det stämmer väl med den regionala isrörelseriktningen N60°O eftersom den stora berghällen ligger i nordlig riktning. Sedimenten i skärningen skulle i detta fall hamna i läsidsläge, men partikelorienteringen i A-en-

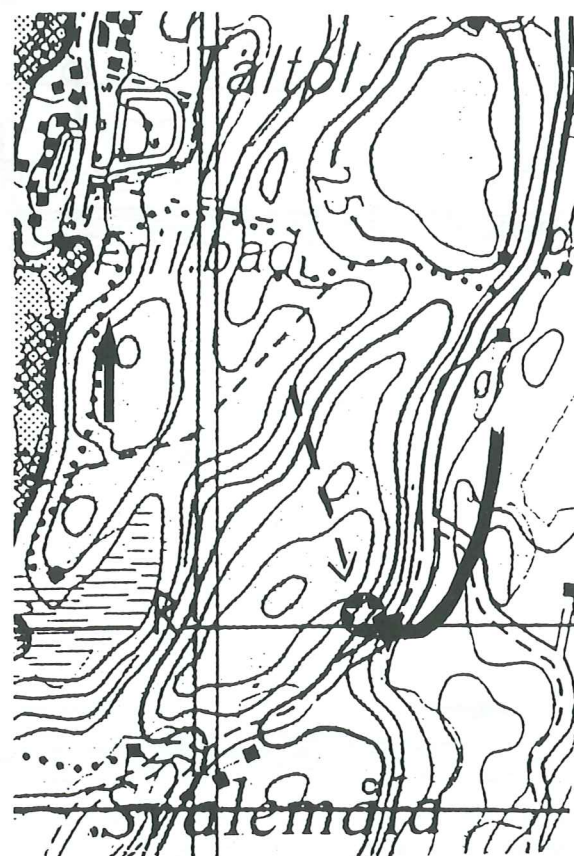


Fig. 44. Figur som visar hur berggrundstopografin kan avlänka isrörelserna från norr mot öster (heldragen pil). Figuren visar även strömriktningen i det subglaciala kavitetssystemet vid avsättningen av B-enheten (streckad pil).

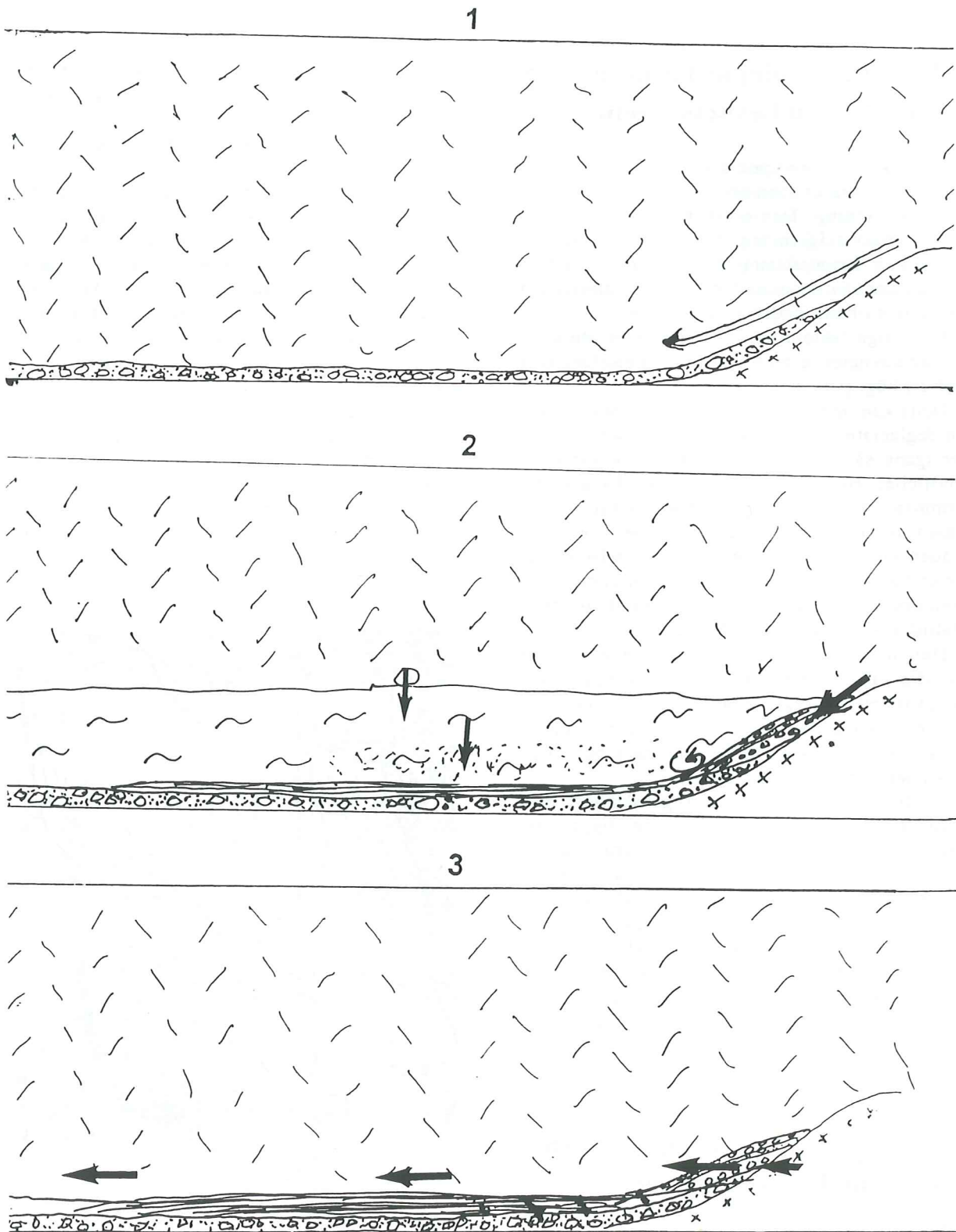


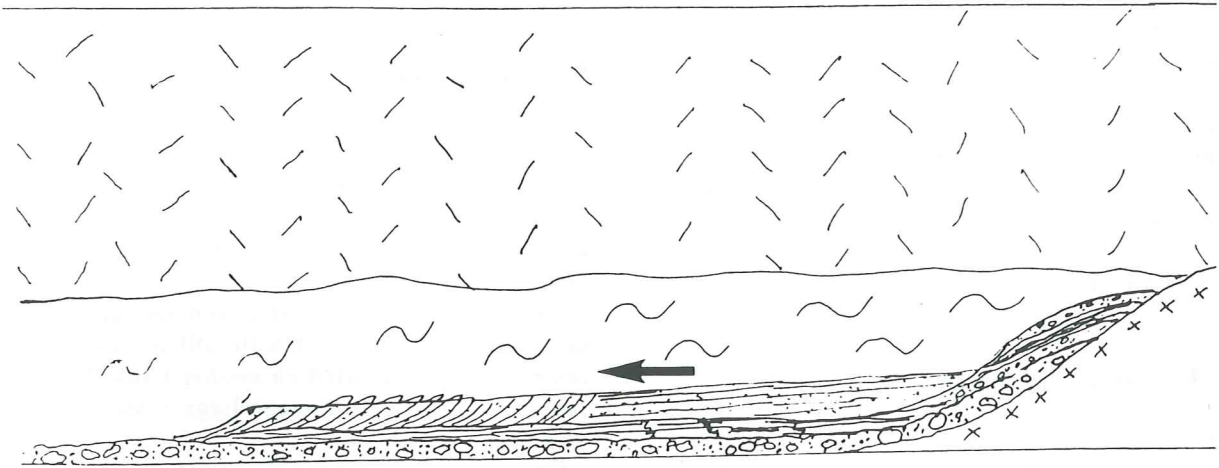
Fig. 45. Modell för utvecklingen av den subglaciala kaviteten i Järnavik. 1. Kaviteten är sluten, deformation av underlaget. 2. Kavitetöppning. Proximalt avsätts flytmorän, distalt sker turbiditavsättning. 3. Kavitetlutning. Glacialteknik och skjuvplansutveckling. 4. Kavitetöppning. Sammanlänkade kaviteter med fluvial deposition. 5. Kavitetlutning. Deformation som följs av aktiv utsmältning. 6. Deglaciation. Svallning från Baltiska Issjön av exponerade sediment.

heten visar på en östlig isrörelseriktning. Hällar finns även i väster, men i detta fall ligger skärningen på stötsidan av hällen.

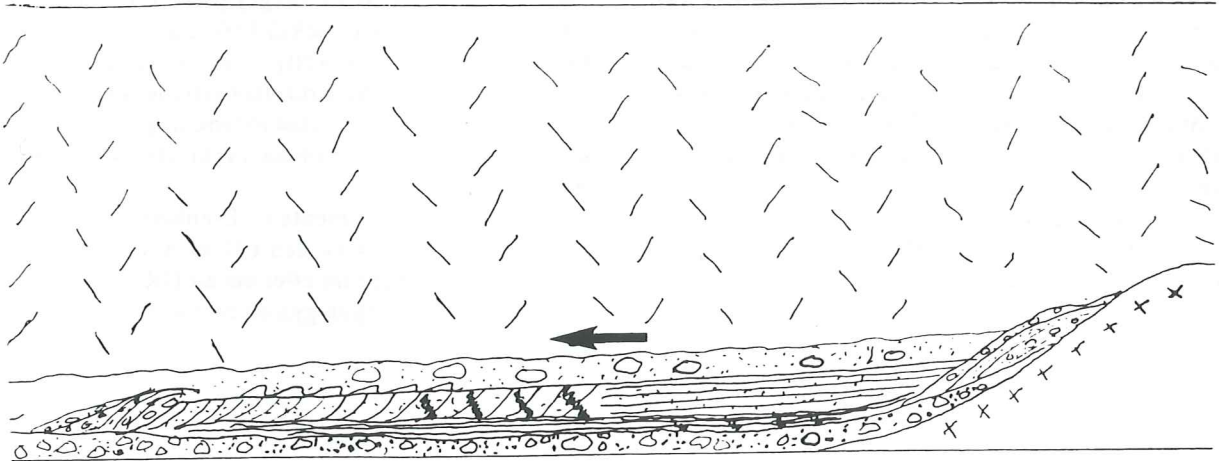
Skulle sedimenten kunna vara bildade i en stötsideskavitet? McCabe & Dardis (1994) har beskrivit sedimenten från en sen-Pleistocen drumlin på Irland där det till skillnad från skärningen i

Järnavik finns sediment både på stöt- och läsidan. På stötsidan är det effektiva normaltrycket mycket högt. Om det effektiva normaltrycket är högt så är det knappast troligt att kaviteter skall kunna bildas här. Sedimenten på stötsidan är också mycket anorlunda än de som hittas på läsidan. På stötsidan finns uppskjuvad berggrund och deformationsmo-

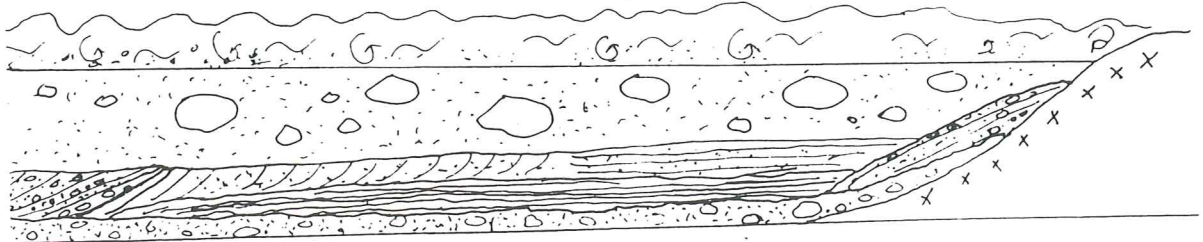
4



5



6



räner (McCabe & Dardis 1994). Dessa moräner har mycket vattenavgångsstrukturer vilket är indikativt för sediment som påverkats av höga skjuspänningar och sålunda även ett högt istryck.

Eftersom det finns vattenavsatta sediment i A-enheten (och i B- och C-enheten) så är det knappast troligt att kavitetssedimenten är avsatta på stötsidan.

I en deglaciationssituation där isen är tunn finns det dock möjlighet för topografiska, lokala avlänkningar av isflödet. Norr om skärningen sticker den omtalade berghällen långt ut i den omgivande dalen. Här finns en möjlighet för en avlänkning av tryckriktningen i isens basala delar så att det här kan fås en rörelse runt hällen (Fig. 44). När isen kommer runt till läsidan har den fått en östlig tryckriktning. Detta kan vara en trolig förklaring till varför den regionala och den lokala isrörelseriktningen skiljer sig åt så mycket.

6.3 Miljötolkning av enhet B

De sorterade sedimenten i enheten är i huvudsak uppbyggda av finsand-mellansand med rippel-, planparallell- och plankorslamining och måste ha avsatts i strömmande vatten.

B-enheten bör vara avsatt under ett år med så stor smältvattenproduktion att ett sammanlänkat kavitetssystem kunnat utbildas. Stöt- och läside-stopografin i omgivningarna möjliggör kaviteetsbildning på många ställen. Topografiskt finns det således inga hinder för utbildandet av ett dräneringssystem genom kaviteter.

Strömriktningen i den aktuella kaviteten visade sig vara från nordnordväst (Fig. 44). Med en glacialteknik från öster så kommer strömriktningen in i kaviteten att vara nästan vinkelrät mot glaciärens tryckriktning.

Detta är helt i enlighet med de teoretiska resonemangen om att vattnet rinner fram över lågtrycksområden (Walder 1986).

Strömhastigheterna har inte varit särskilt höga att döma av bäddformer och litologier. Endast sandiga bankar, ripplar och plana bäddar i sand utbildades. Därför får det antagas att ett superkavitationsstadium inte existerat här, därtill är strömhastigheterna alltför låga.

6.4 Kavitetens slutliga stängning

Efter avsättningen av B-enheten påbörjas stängandet av kaviteten. Slutandet av kaviteten har påbörjats redan vid avsättningen av enhet C eftersom glaciären då skjuvar material med sig där det tidigare avsattes fluviala sediment. Härefter sker inget nytt öppnande.

Varför öppnas inte kaviteten igen när detta skett så många gånger tidigare framförallt under depositionen av enhet A? Med en nordlig tryckriktning skulle skärningen fortfarande ligga i läsidesposition.

Orsaken till stängningen är snarare att glaciärens hastighet minskar i slutfasen av deglaciationen och att glaciären därför har lättare att nå ned till sitt underlag på läsidan av bergryggen. En minskad isrörelsehastighet kan också förklara varför partikelorienteringen är nordlig i den övre delen av D-enheten. Vid en låg isrörelsehastighet kan rörelsen ske över berghällen utan avlänkning av isflödet därav den nordliga, regionala tryckriktningen i den norra delen.

De avslutande sedimenten i E-enheten är resultatet av en svallning av den i D avsatta moränen. Svallningen har ägt rum efter det att HK utbildades d v s när landhöjningen gjorde området strandnära igen.

7 Tack

Jag vill främst tacka min huvudhandledare Lena Adrielsson och Per Möller för deras utmärkta hjälp och goda rådgivning under examensarbetets gång. Ett tack tilldelas även Olafur Ingolfsson för diskussion kring problematiken i fält och Markus

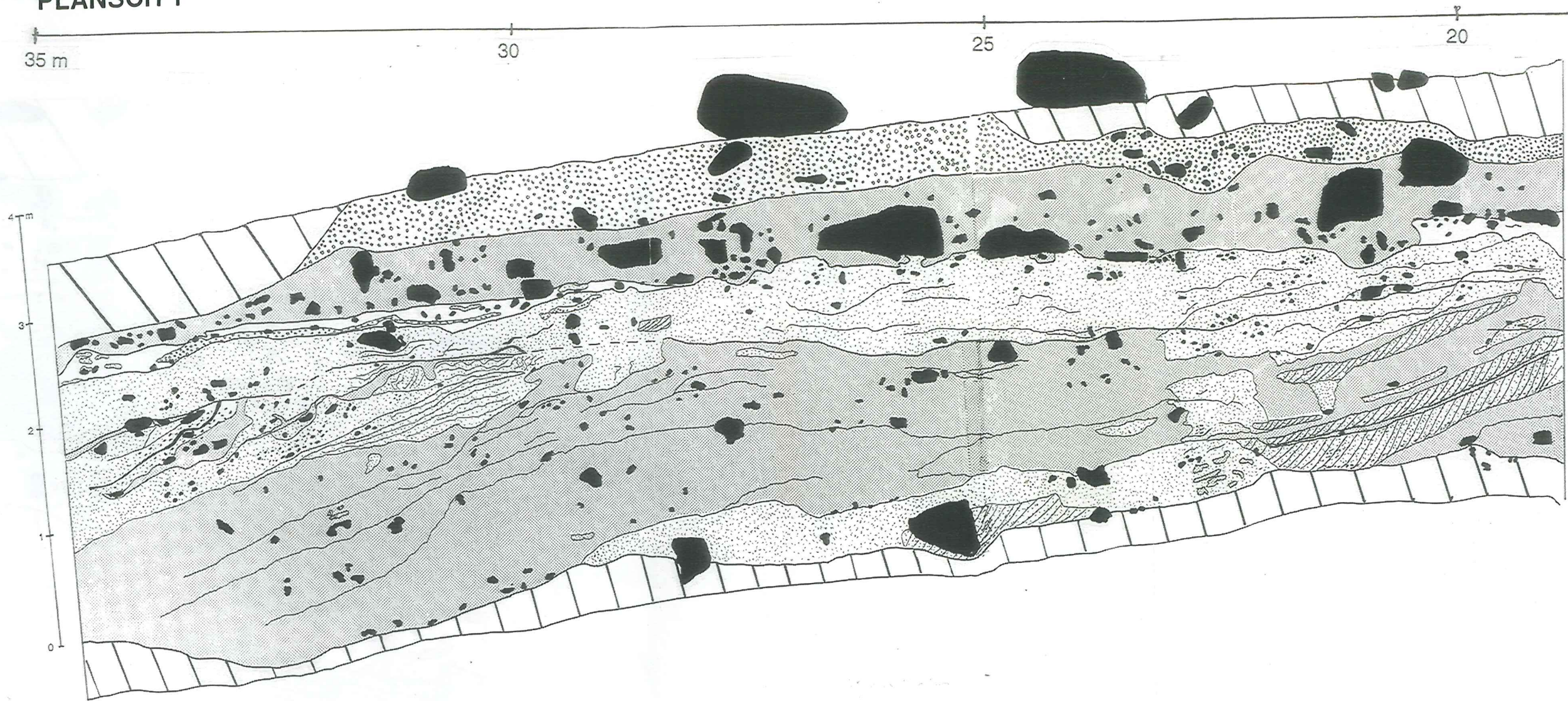
Olsson för hjälpen med att avväga de båda profilerna. Ett särskilt tack riktas till Fredrike Neuendorf för att jag fick hyra rum på Skogdala gård under genomförandet av ytkarteringen i oktober månad.

8 Referenser

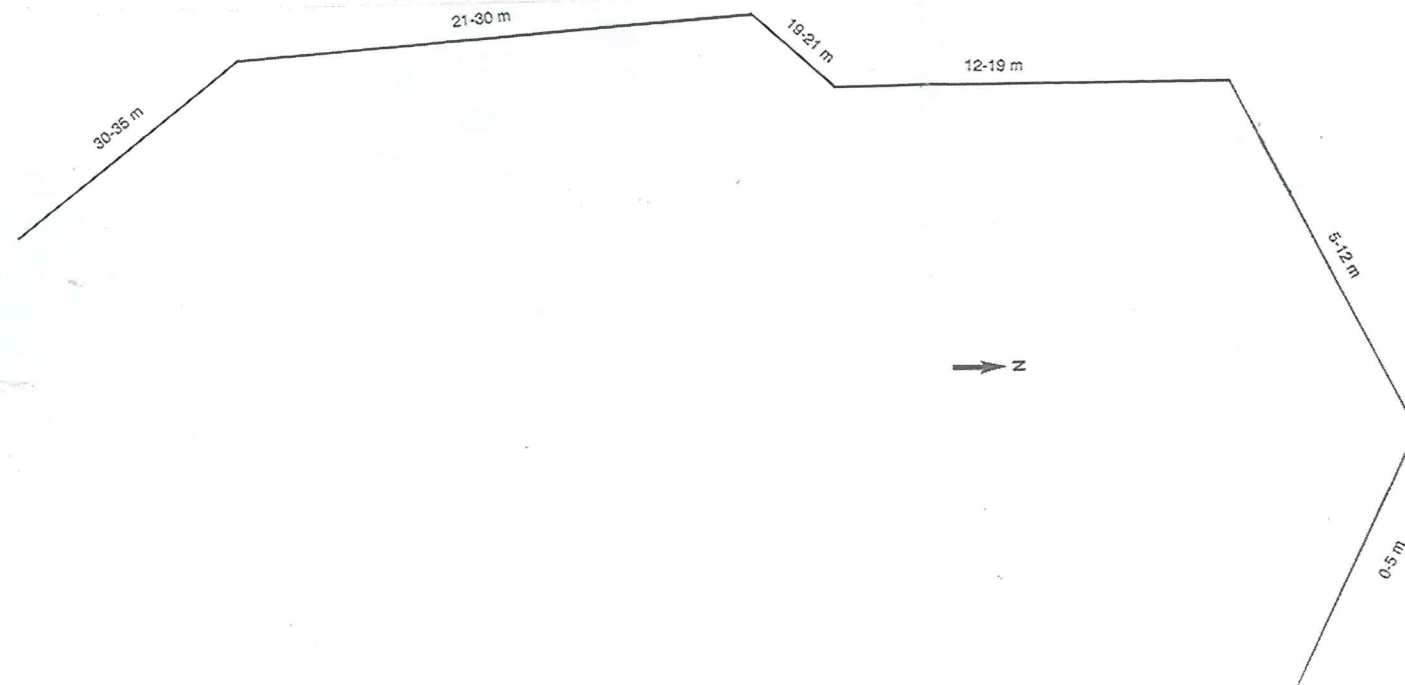
- Allen, J., 1982: Sedimentary structures. Their character and physical basis, vol. 1. *Developments in sedimentology 30 A*. Elsevier Scientific Publishing Company. 593 s.
- Asklund, B., 1947: Svenska stenindustriområden 1-2. Gatsten och kantsten. 1. Allmän översikt. 2. Specialundersökning av det för 1937 års granitutredning insamlade materialet. *Sveriges Geologiska Undersökning C 479*.
- Berglund, B.E., 1966: Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. I. Late Glacial time. *Opera Botanica 12:1*, s. 1-180.
- Björck, S., 1980: Det senistida utvecklingsförloppet i Blekinge. I: *Blekinges Natur 1980*, s. 87-106.
- Björck, S. & Möller, P., 1987: Late Weichselian Environmental history in Southeastern Sweden during the Deglaciation of the Scandinavian Ice sheet. *Quaternary Research 28*, s. 1-37.
- Björnsson, S., 1946: Blekinge. En studie av det blekingska kulturlandskapet. *Lunds universitets Geografiska institution. Avhandlingar IX*, 299 s.
- Björnsson, S., 1953: Drumlinbildningar i Sommen-Åsundenområdet. *Svensk Geografisk Årsbok 29*, Lund.
- Boulton, G.S., 1974: Processes and patterns of glacial erosion. I: Coates, D.R. (red). *Glacial morphology*. State University of New York. s. 41-88.
- Boulton, G.S., 1982: Subglacial processes and the development of glacial bedforms. I: Davidson-Arnott, R., Nickling, W. & Fahey, B.D. (red). *Research in glacial, glacio-fluvial and glaciolacustrine systems*. Proceedings of the 6th Guelph Symposium on Geomorphology 1980. Geobooks, Norwich, s. 1-31.
- Dardis, G. & Hanvey, P., 1994: Sedimentation in a drumlin lee-side subglacial wave cavity, north-west Ireland. *Sedimentary Geology 91*, s. 97-114.
- Dardis, G. & McCabe, M., 1987: Subglacial sheetwash and debrisflow deposits in late Pleistocene drumlins, Northern Ireland. I: Menzies, J. & Rose, J. (red.): *Drumlin Symposium*. s. 225-240.
- Dreimanis, A., 1969: Till wedges as indicators of direction of glacial movement. Geological Society of America, Abstract Program 7, s. 52-53.
- Dreimanis, A., 1988: Tills. Their genetic terminology and classification. I: Goldthwaith, R. & Matsch, C. (red.): *Genetic classification of glacial deposits*. Balkema, Rotterdam, s. 17-83.
- Eyles, D., Eyles, C.H. & Miall, A.D., 1983: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology 30*, s. 393-410.
- Eyles, D., Eyles, C.H. & Miall, A.D., 1984: Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51*, s. 15-84.
- Harland, W.B., Herool, K.N. & Krinsley, D.H. 1966: The definition and identification of tills and tillites. *Earth Science Review 2*, s. 225-226.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. & Walker, R.G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and the stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, short course 2*. Dallas, 1975, 161 s.
- Hart, J. & Boulton, G.S., 1991: The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews 10*, s. 335-350.
- Hart, J. & Roberts, D., 1994: Criteria to distinguish between subglacial glaciotectonic and glaciomarine sedimentation. I: Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology 91*, s. 191-213.
- Kamb, B., 1987: Glacier surge mechanisms based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research 92*, s. 9013-9100.
- Kornfält, K.A. & Bergström, J., 1991: Beskrivning till provisoriska, översiktliga berggrundskartan Karlskrona. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba 44*, 33 s.
- Lagerlund, E., Knutsson, G., Åmark, M., Hebrand, M., Jönsson, L-O., Karlgren, B., Kristiansson, J., Möller, P., Robison, J.M., Sandgren, P., Terne, T. & Waldemarsson, D. 1983: The Deglaciation Pattern and Dynamics in South Sweden, a Preliminary Report. *Lundqua Report 24*, 7 s.
- Lagerlund, E. & Björck, S., 1979: Lithostratigraphy of the Quaternary deposits in Blekinge, Sweden. *Lundqua Report 17*, 65 s.
- Lawson, D., 1979: Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. *CRREL Rep. 79-9*, 122 s.
- Mark, D.M., 1973: Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bulletin of the Geological Society of America 84*, s. 1367-1374.
- McCabe, M. & Dardis, G., 1994: Glaciotectonically induced water-throughflow structures in a Late Pleistocene drumlin, Kanrawer, County Galway, western Ireland. *Sedimentary Geology 91*, s. 173-190.

- McCabe, M. & Cofaigh, C. 1994: Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, s. 57-95.
- Möller, P., 1987: Moraine Morphology, Till Genesis and Deglaciation Pattern in the Åsnen Area, South-central Småland, Sweden. *Lundqua Thesis* 20, 146 s.
- Park, R.G., 1989: *Foundations of structural geology*. Chapman and Hall, New York, 2nd ed., 148 s.
- Paterson, W.S.B., 1994: *The Physics of glaciers*. Pergamon. 3d ed., 480 s.
- Powers, M.C., 1953: A New Roundness Scale for Sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23, s. 117-119.
- Ringberg, B., 1971: Glacialgeologi och isavsmältning i östra Blekinge. *Sveriges Geologiska Undersökning C 661*. 174 s.
- Ringberg, B., 1991: Beskrivning till jordartskartan Karlshamn SV. *Sveriges Geologiska Undersökning Ae 10*, 75 s.
- Rydström, S., 1965: Kvartergeologiska studier inom Varend, Kronobergs län. Opublicerad lic. avhandling. Kvartergeologiska institutionen. Lunds universitet, Lund.
- Röthlisberger, H., 1972: Water in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, s. 177-203.
- Talme, O. & Almén, K-E., 1975: Jordartsanalys. Laboratorieanvisningar Del 1. Kvartergeologiska institutionen, Stockholms universitet, 128 s.
- Thomas, G. & Connell, R., 1985: Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, s. 243-249.
- Walder, J., 1986: Hydraulics of subglacial cavities. *Journal of Glaciology* 32, s. 439-444.
- Walker, R.G., 1985: Turbidites and associated coarse-clastic deposits. I: Walker, R.G. (red.): *Facies models*. Geoscience Canada Reprint Series 1, 2nd ed., s. 171-186.
- Willis, I., Sharp, M. & Richards, K. 1990: Configuration of the drainage system of Midtdalsbreen, Norway, as indicated by dye-tracing experiments. *Journal of Glaciology* 36, s. 89-101.
- Wohlfarth, B., Björck, S., Holmqvist, B., Lemdahl, G. & Ising, J. 1994: Ice recession and depositional environment in the Blekinge archipelago of the Baltic Ice Lake. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 116, s. 3-12.

PLANSCH 1



Orienteringar för skärningsväggen



- | | |
|-------------------------|------------------------|
| finkornig diamikton | korsskiktning |
| sandig-siltig diamikton | planlaminering |
| sandig diamikton | A-trågripplar |
| silt | skjuvplan synliga |
| sand | skjuvplan ej synliga |
| grus | deformationsstrukturer |
| ras | diapir |
| | sedimentkil |

PLANSCH 2



10 m

Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

1. Claeson, Dick & Nilsson, Magnus: Beskrivning av relationer mellan karlshamnsgraniten och leukograniten i Blekinge. 1984.
2. Möller, Charlotte: Eklogitiska bergarter i Roan, Vestranden, Norge. En mineralinventering och texturstudie. 1984.
3. Simeonov, Assen: En jämförelse mellan Jorandomens tennanomala graniter och revsundsgranitens (Västerbotten) mineralogiska och petrografiska karaktär. 1984.
4. Annertz, Kristian: En petrografisk karakteristik av en sent postorogen mafisk intrusion i östra Värmland. 1984.
5. Sandström, Klas: Kartläggning av grundvattenförhållandena i ett delområde av provinsen Nord Kordofan, Sudan. 1984.
6. Gustafsson, Bengt-Olof & Ralfsson, Staffan: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbjär vid Margareteberg i södra Halland. 1985.
7. Helldén, Johan & Nilsson, Anna-Greta: Undersökning av den baltiska moränleran vid Svalöv, NV-Skåne. 1985.
8. Persson, Karin: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmgruva. 1985.
9. Ekström, Jonas: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslerorna i Skåne. 1985.
10. Säll, Eva: Neobeyrichia from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, Carl-Owe: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, Carina: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan Ö. Silvberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, Eva: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskeratofyr i Kiirunavaaragruvan. 1986.
14. Holmberg, Glenn & Johansson, Lena: Sedimentologisk undersökning av de övre glaciälviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, Erik & Löf, Arne I.: Naturvärme och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, Anette: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrésdóttir, Aaudur: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, Karin: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, Kajsa: Alkalisering vid konstgjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, Bengt: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgåar.
23. Hammarlund, Dan: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, Caroline: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, Fredrik: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, Erik: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, Vivi: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, Arne: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, Mats: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, Mikael: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, Lena: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, Agneta: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, Per: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, Mats: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, Leif: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, Lena: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafmetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.

38. Ask, Rikard: Rocks of the anorthosite-mangereite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siejöområdet norr om Sölvesborg. 1992.
40. Mannerstrand, Maria: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältsparter från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige. 1992.
41. Johansson, Per: Moränstratigrafisk undersökning i kustklintar, NV Polen. 1992.
42. Hagin, Lena: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna. 1992.
43. Nilsson, Patrik: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides. 1992.
44. Nilsson, Pia: Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias. 1992.
45. Jacobsson, Mikael: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden. 1993.
46. Christodoulou, Gina: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden. 1993.
47. Söderlund, Ulf: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland. 1993.
48. Remelin, Mika: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur. 1993.
49. Gedda, Björn: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden. 1993.
50. Månsson, Kristina: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania. 1993.
51. Carlsson, Patric: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard. 1993.
52. Holmqvist, Björn.H.: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko. 1993.
53. Zander, Mia: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland. 1993.
54. Albrecht, Joachim: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany. 1993.
55. Magnusson, Martin: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Basemmöllafältet, östra Skåne. 1994.
56. Holmqvist, Johan: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge. 1994.
57. Andersson, Torbjörn: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjølland-selv area, Jameson Land, East Greenland. 1994.
58. Hellman, Fredrik: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard. 1994.
59. Friberg, Magnus: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planetfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard. 1994.
60. Remelin, Mika: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa. 1994.
61. Hagman, Mats: Bevattning med avloppsvatten - en hydrogeologisk studie. 1994.
62. Sandström, Olof: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden. 1994.
63. Pålsson, Christian: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden. 1995.
64. Gustafson, Lars: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge. 1995.
65. Gichina, Boniface M.: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden. 1995.
66. Nilson, Tomas: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge. 1996.